



UNIVERSITAT<sup>DE</sup>  
BARCELONA



Universitat Autònoma  
de Barcelona

# ESTUDIO DE LOS MECANISMOS QUE CONTROLAN LA TRANSICIÓN EXPLOSIVA A EFUSIVA DE LAS ERUPCIONES DE DOMO DEL COMPLEJO TEIDE-PICO VIEJO

MÁSTER DE RECURSOS MINERALES Y RIESGOS GEOLÓGICOS  
ESPECIALIDAD EN RIESGOS GEOLÓGICOS



OLAYA DORADO GARCÍA

TUTORES: JOAN MARTÍ MOLIST Y ADELINA GEYER TRAVER

JUNIO 2019



UNIVERSITAT DE  
BARCELONA

Máster en Recursos Minerales y  
Riesgos Geológicos (UB-UAB)



## Estudio de los mecanismos que controlan la transición explosiva a efusiva de las erupciones de domo del complejo Teide-Pico Viejo.

Olaya Dorado García

25/06/2019

Tutores: Joan Martí Molist y Adelina Geyer Traver

### Abstract:

*The Teide-Pico Viejo (PT-PV) stratovolcanoes constitute one of the major potentially active volcanic complexes in Europe. Traditionally, they have been considered to be non-explosive but recent studies have revealed that explosive activity of phonolitic magmas, including plinian and subplinian eruptions and generation of pyroclastic density currents, have also been significant. This explosive activity is mostly related to satellite dome vents, like the one studied in this work, Pico Cabras. Dome-forming eruptions usually present sudden transitions between explosive and effusive activity. A better knowledge of this type of eruptions and the main factors that controls these changes in eruptive styles are required to undertake a comprehensive volcanic hazard assessment of Tenerife Island. In this study, we conduct a petrological and mineral characterization of the different eruption phases of Pico Cabras with the aim of identifying the factors that control these changes in the volcanic activity. Using geothermobarometers, geohygrometers and comparing the results with experimental petrology data we present a model of a compositionally stratified magma chamber at  $1 \text{ kbar} \pm 0.5 \text{ kbar}$  in which the differences in the eruptive styles are controlled by the temperature and the amount of volatiles dissolved in the melt. The explosive phase is related to the upper part of the magma chamber at  $725^\circ\text{C} \pm 25^\circ\text{C}$  and  $3,5\text{-}5 \text{ wt\% H}_2\text{O}$  and the effusive phase with the main body of the chamber at  $880^\circ\text{C} \pm 30^\circ\text{C}$  and  $2,5\text{-}3 \text{ wt\% H}_2\text{O}$ . Also, we report for the first time the presence of sodalite, a Cl-rich mineral, in recent PT-PV magmas. This mineral is an indicator of a significant amount of halogen gases within the fluid phase. The release of this kind of volatiles into the atmosphere (specially Cl and Br) have a direct impact on the ozone layer depletion.*

### Contenido

1. Introducción y objetivos.....	2
2. Contexto geológico.....	3
3. Metodología.....	5
4. Resultados. ....	5
4.1. Petrografía. ....	5
4.2. Química mineral. ....	7
4.3. Parámetros pre -eruptivos: P, T, H <sub>2</sub> O.....	12
5. Discusión. ....	13
5.1. Parámetros pre -eruptivos que condicionan el estilo eruptivo. ....	13
5.2. Modelo de cámara magmática. ....	15
5.3. Inyección de volátiles (Cl Br) a la atmósfera. ....	17
5.4. Escenarios eruptivos e implicaciones para la evaluación de la peligrosidad volcánica.....	17
6. Conclusiones. ....	19
7. Agradecimientos.....	20
8. Bibliografía.....	20



## 1. Introducción y objetivos.

Las zonas volcánicas son áreas que, en numerosas ocasiones, se encuentran densamente pobladas debido a su gran riqueza natural y que además, en los últimos años, se han visto enormemente revalorizadas por el aumento del turismo. Las erupciones volcánicas representan una gran amenaza para estas poblaciones y su economía, por lo que realizar estudios para conocer la naturaleza de estos volcanes e implantar sistemas de monitorización efectivos es vital para la mitigación de este riesgo.

Para que los modelos eruptivos, los árboles de eventos y las técnicas geofísicas puedan aplicarse con éxito ante una crisis volcánica se debe conocer el o los posibles estilos eruptivos de la futura erupción. Para ello es necesario el estudio del registro geológico, ya que las características sedimentarias petrológicas y geoquímicas permiten evaluar las secuencias eruptivas y sus niveles de explosividad. A partir de estos datos, junto con datos geofísicos procedentes de la monitorización, se puede llegar a entender todo el sistema volcánico y los parámetros que controlan la evolución y el ascenso de los magmas (Scaillet *et al.*, 2008; Kahl *et al.*, 2011). Este proceso se torna de vital importancia en aquellos sistemas volcánicos activos con recurrencias medias a altas, en los que los largos periodos de inactividad no han permitido la obtención de datos geofísicos ni geoquímicos durante más de un periodo de reactivación (unrest) (Andújar *et al.*, 2013).

Las erupciones de domo son uno de los fenómenos volcánicos más peligrosos y difíciles de predecir. Estos se dan generalmente en magmas intermedios a evolucionados (andesitas, dacitas, fonolitas, riolitas...) y se caracterizan por presentar cambios de dinámica bruscos entre actividad efusiva y explosiva (Woods y Koyaguchi, 1994), lo que complica la mitigación del riesgo. Los factores que se han propuesto como condicionantes de la dinámica eruptiva en las erupciones de domo son muy numerosos: 1) cámaras zonadas con distinta cantidad de volátiles (Eichelberger y Westrich, 1981); 2) velocidad de ascenso del magma, que controla el tiempo del mismo para desgasificar (Woods y Koyaguchi, 1994); 3) los distintos procesos de desgasificación (Hammer *et al.*, 2000; Martel *et al.*, 2000; Edmonds y Herds, 2007; Castro y Gardner, 2008), dando lugar a sistemas abiertos (efusivos) y cerrados (explosivos); 4) inyección de magmas más calientes (Murphy *et al.*, 2000; Koleszar *et al.*, 2012); 5) cristalización de microlitos causada por la desgasificación que provoca cambios en la reología (Preece *et al.*, 2016 y referencias en el); 6) cambios en la composición del magma durante el ascenso dando lugar a

conductos estratificados (Platz *et al.*, 2007); 7) colapsos de domo causados por la inyección de un magma muy rico en volátiles (Williamson *et al.*, 2010); o 7) cambios en las condiciones pre-eruptivas (Andújar y Scaillet, 2012a).

Todos estos procesos influyen en la reología del magma, lo que tiene una influencia directa sobre el nivel de explosividad del mismo. Este trabajo se centra en correlacionar cambios en los parámetros pre-eruptivos (si los hubiese) con los cambios entre la fase explosiva y efusiva de la erupción de Pico Cabras.

### Problemática en la isla de Tenerife.

Tenerife, con más de 900.000 habitantes, una densidad de población de 441,75 hab/km<sup>2</sup> y siendo uno de los mayores destinos turísticos de Europa, presenta en el centro de la isla el complejo volcánico del Teide-Pico Viejo, con dos estratovolcanes gemelos. Debido a los elevados periodos de recurrencia de las erupciones más explosivas, históricamente se ha considerado al Teide como un volcán prácticamente dormido y la principal preocupación sobre la peligrosidad volcánica de la isla se había centrado en las erupciones basálticas, asociadas a las zonas de rift (Carracedo *et al.* 2007). No obstante, estudios recientes (ej. Martí *et al.* 2008 y 2011; García *et al.* 2011) han puesto la atención sobre la importancia de las erupciones de magmas más evolucionados. Estas erupciones fonolíticas, con una composición muy similar las unas a las otras, han presentado enormes variaciones en cuanto a estilos eruptivos en los últimos 35.000 años, desde coladas de lava puramente efusivas a erupciones explosivas sostenidas y con corrientes piroclásticas densas (PDC). Las más explosivas se han dado asociadas a centros emisores satélite, la mayoría de ellas a lo largo del flanco norte del volcán y que han dado lugar a numerosos domos (Ablay *et al.*, 1998; García *et al.*, 2011).

A pesar de la alta ocurrencia de estas erupciones de tipo domo, las cuales representan un alto riesgo para la isla, solamente dos de estos han sido estudiados en detalle a nivel de petrología clásica y de petrología experimental (Ablay *et al.*, 1995; Andújar and Scaillet, 2012; Andújar *et al.*, 2013). Además, ninguno de estos trabajos se ha enfocado en entender los mecanismos que producen los cambios de dinámica eruptiva (transición efusivo-plinian/subpliniano) en este tipo de erupciones, cada una de ellas representando un riesgo diferente para la población de la isla, especialmente del valle de Icod, al norte de la misma.

El **objetivo** de este trabajo es, por tanto, paliar esta laguna científica que existe en cuando a los factores que condicionan los cambios de dinámica

eruptiva en los domos, de cara a su futura aplicación en los estudios de peligrosidad de la isla.

Para ello se ha recurrido a la caracterización petrológica y geoquímica de los minerales de las distintas fases eruptivas de la erupción del domo Pico Cabras y a la aplicación de geotermobarómetros, geohigrómetros y comparación con datos de petrología experimental para determinar los parámetros pre-eruptivos. A partir de estos resultados se propone un modelo conceptual de la cámara magmática que dio lugar a esta erupción. También se pretende evaluar la composición de los volátiles distintos del H<sub>2</sub>O que pudiera haber disueltos en el magma, con especial atención a los del grupo de los halógenos, ya que estos suponen un riesgo añadido sobre la capa de ozono.

## 2. Contexto geológico.

El archipiélago de las islas Canarias tiene un origen volcánico. El crecimiento de la isla de Tenerife comenzó hace > 12 Ma y su actividad volcánica continúa hasta el presente. La actividad comenzó con la formación de un gran volcán en escudo de composición máfica alcalina, cuyos materiales se encuentran fundamentalmente sumergidos o cubiertos por materiales más recientes, aflorando solamente en las zonas periféricas de la isla: Teno, Anaga y Roques del Conde (Ancochea *et al.*, 1990; Martí *et al.*, 1994; Ablay y Martí, 2000) (Fig. 1). El complejo volcánico central, que da lugar al Edificio Cañadas, en el centro de la isla,

comenzó a construirse sobre este escudo basáltico hace unos 4 Ma y estratigráficamente puede subdividirse en dos grupos. El Lower Group, formado por materiales de composiciones máficas e intermedias, y el Upper Group, que comprende los depósitos de tres grandes ciclos volcánicos: Ucanca (1.59-1.18 Ma), Guajara (0.85-0.65 Ma) y Diego Hernández (0.37-0.175 Ma). Cada uno de estos tres ciclos evolutivos de basanita a fonolita culminan con un episodio eruptivo de gran explosividad asociado a un colapso vertical de caldera, dando lugar en su conjunto a la depresión de la Caldera de las Cañadas. (Martí *et al.*, 1994, 1997; Martí y Gudmunsson, 2000).

Desde la última fase de colapso hace 0.175 Ma, la Caldera de las Cañadas, así como los valles adyacentes de Icod y La Orotava, comenzaron a rellenarse con materiales de la serie basanita-fonolita, siguiendo la tendencia de los ciclos anteriores, y que han terminado dando lugar a dos estratovolcanes solapados: Pico Teide (3718 m) y Pico Viejo (3103 m). El llamado Complejo Teide-Pico Viejo (T-PV) comprende estos dos estratovolcanes, así como una serie de centros emisores satélite en forma de domo. El vulcanismo reciente de la isla incluye las erupciones de este complejo, fundamentalmente de composición fonolítica, y erupciones volumétricamente más pequeñas y de composición máfica procedentes de las zonas de rift: Santiago rift zone al NO y Dorsal rift zone al NE (Fig. 1; Martí *et al.* 1994; Ablay *et al.*, 1998; Carracedo *et al.*, 2007).

En las primeras fases de la construcción del

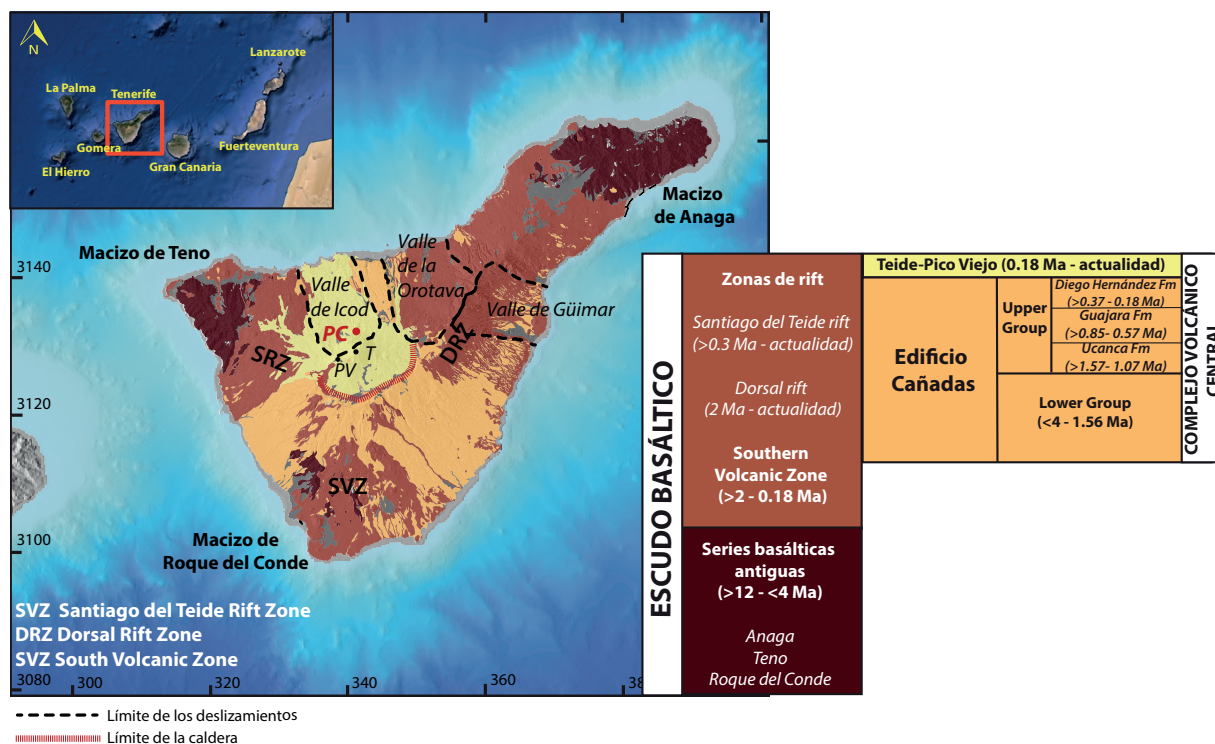


Fig. 1. Mapa geológico simplificado de la isla de Tenerife y su vulcanoestratigrafía. Se han indicado la posición de los centros Teide (T) y Pico Viejo (PV), así como del domo Pico Cabras (PC). Modificado de Martí *et al.*, (2008).

Complejo Teide-Pico Viejo los materiales dominantes presentaban una composición máfica e intermedia, y no fue hasta hace 35 ka cuando aparecieron las primeras fonolitas, que se han convertido en la composición dominante hasta la actualidad, con un incremento global en el volumen de las erupciones. Estas han sucedido a partir tanto de los centros de T-PV como de numerosos domo satélites, en los flancos del edificio volcánico, como es el caso de Montaña Blanca, Roques Blancos, Montaña Rajada y Pico Cabras, entre otros. Estas erupciones presentan un rango de volumen de entre 0.01 a 1 km<sup>3</sup> (Ablay y Martí, 2000; Rodríguez Badiola *et al.*, 2006; Carracedo *et al.*, 2007; Martí *et al.*, 2008).

El estilo eruptivo de estos eventos fonolíticos difiere en función del centro emisor: mientras que en los volcanes Teide y Pico Viejo las erupciones suelen presentar una actividad de efusiva a intermedia (con depósitos de tipo scoria, spatter cones y columnas eruptivas de unos algunos kilómetros), los centros satélite se caracterizan por presentar una mayor actividad explosiva, con la formación de mayores columnas eruptivas e importantes depósitos de caída (Ablay y Martí, 2000). Algunas de estas erupciones tipo domo, como es el caso de Montaña Blanca y El Boquerón, han llegado a producir erupciones de tipo subpliniano (Ablay *et al.*, 1995; García *et al.*, 2012). Se piensa que este vulcanismo dominante en los flancos del complejo T-PV sigue un patrón estructural sub-radial, controlado por la influencia de cámaras magmáticas fonolíticas someras bajo ambos estratovolcanes (Andujar, 2007; Martí *et al.*, 2008; Martí y Geyer, 2009).

Mientras que los mecanismos que controlan la diferencia explosivo/efusivo entre las erupciones fonolíticas centrales del Teide (principalmente efusivas) y los domos periféricos han sido abordadas en detalle por Andujar y Scaillet (2012a, b), hoy en día todavía faltan estudios que hayan permitido entender los mecanismos que producen los cambios en la dinámica eruptiva dentro de una misma erupción. Estos cambios en la dinámica eruptiva condicionan los diferentes riesgos a los que se enfrenta la población de la isla, y deben tenerse en cuenta a la hora modelizar los diferentes escenarios eruptivos. Con el objetivo de entender estos mecanismos se ha elegido como caso de estudio la erupción que dio lugar al domo Pico Cabras, en cuya estratigrafía se ven bien representadas cada una de estas distintas fases.

### Pico Cabras.

Pico Cabras es un domo-colada de composición fonolítica en forma de roseta y con una cumbre bastante afilada (2 km de largo y 250 m de altura),

lo que le distingue de otros domos más subesféricos (Fig. 2). Se trata del domo de mayor tamaño en el sector norte del Teide y aflora muy cerca de los domos Abejera (Alta y Baja) y El Abrunco, todos alrededor de la cota 2300 metros. La erupción que dio lugar a este domo y sus productos asociados no ha sido datada, pero a partir de su posición estratigráfica entre las erupciones de Bocas de Doña María y Abejera Alta puede acotarse su edad entre 9210 y 5911 años B.P (Ablay y Martí, 2000; Carracedo *et al.*, 2007).

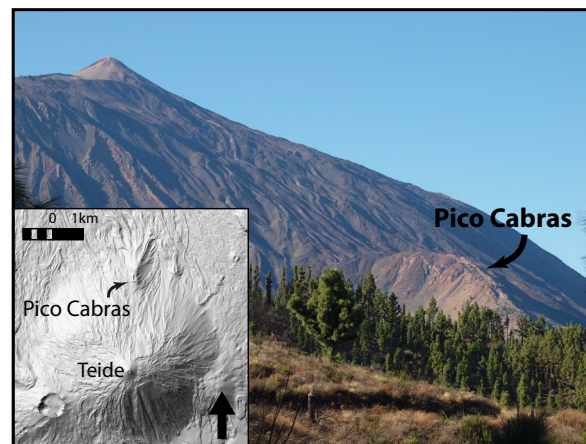


Fig. 2. Fotografía del domo Pico Cabras, en la ladera norte del Teide. El mapa insertado muestra el sombreado del modelo digital del terreno del Complejo T-PV.

La erupción de Pico Cabras comenzó con una primera fase explosiva, con importantes depósitos de caída asociados. Algunos de estos depósitos de caída de tipo pumita con formas subangulares se encuentran bien preservados, dando lugar a afloramientos estratificados bien seleccionados que llegan a los 2 metros de espesor en las facies más proximales. Fue entonces cuando la erupción evolucionó a una fase efusiva, que comprende una potente colada de lava en bloques (0.28 km<sup>3</sup> DRE) con un espesor máximo de 110 metros, una longitud de 12 km y una superficie de 15.5 km<sup>2</sup> que llega a alcanzar la costa a la altura del Buen Paso. La erupción terminó con la construcción del domo fonolítico (Ablay y Martí, 2000; Carracedo y Rodríguez Badiola, 2006; García *et al.*, 2014).

Recientemente se han identificado depósitos de flujos piroclásticos que rellenan el valle de Icod, entre los que se destaca la ignimbrita de Abrunco, cuyos afloramientos se encuentran entre los domos de Pico Cabras y Abejera (García *et al.*, 2011). Aunque la estratigrafía y el centro emisor de estos depósitos aún no está bien establecida, la presencia de este tipo de depósitos de origen pliniano o sub-pliniano, muestra una actividad mucho más explosiva para estos centros eruptivos de tipo domo de la que se había considerado para el complejo T-PV en el pasado.



### 3. Metodología.

El estudio se centra en la caracterización de los productos emitidos por el domo Pico Cabras. Para ello se han seleccionado varias muestras (fase sub-pliniana, lava obsidiánica y lava con fenocristales) recogidas por el equipo del CNRS de Orleans durante la campaña de campo del año 2018 para la caracterización petrográfica y geoquímica y posterior determinación de los parámetros pre-eruptivos.

Para la caracterización petrográfica de las diferentes lavas se han realizado 3 láminas delgadas, dos procedentes de una colada de lava rica en cristales y otra procedente de una colada obsidiánica, ambas de composición fonolítica pero con texturas y mineralogía distinta. Estas muestras se han analizado al microscopio óptico, tanto a luz transmitida como reflejada, para una primera identificación de las fases minerales presentes (fenocristales) y se han analizado posteriormente en el microscopio electrónico y microsonda electrónica.

Para el estudio de la fase explosiva se ha tomado una población representativa de uno de los niveles de pómez procedentes de Pico Cabras. Debido a la bajísima proporción de cristales de las mismas (<0.5% según García *et al.* 2014 y observaciones propias) ha sido necesario un tratamiento previo para su selección: en primer lugar se han triturado manualmente las pómez mediante el uso de morteros para evitar la fragmentación de los minerales de mayor tamaño. Posteriormente, esta muestra ha sido lavada con agua y alcohol, con el objetivo de limpiarla y eliminar flotantes y, finalmente, se ha realizado un tamizado con los tamices de 250  $\mu\text{m}$ , 315  $\mu\text{m}$  y 1 mm. La fracción seleccionada para la identificación de cristales ha sido la de 350  $\mu\text{m}$ . Los minerales y vidrios seleccionados se colocaron en 3 plots usando resina epoxi de la marca Araldite, puliéndose a mano las muestras para evitar la pérdida de los minerales de menor tamaño.

Para la caracterización geoquímica se ha utilizado en primer lugar un microscopio electrónico de barrido (MEB) Merlin Compact ZEISS con un detector EDS Bruker (QUANTAX-XFlash6-30mm2-129eV) que permite la realización de fotografías de alta resolución y análisis semicuantitativos de los elementos mayores. Complementariamente, se realizaron también análisis de espectrometría de microfluorescencia de rayos X (micro-XRF) mediante el detector XTRACE (Tube Rh - filtros Al, Ti, Ni) acoplado al MEB, que permitió analizar cantidades traza de bromo en algunas de las muestras. La composición química de las distintas fases minerales fue determinada usando una microsonda electrónica

SX-FIVE con un voltaje de aceleración de 15kV, una corriente de 6nA y tiempo de conteo de 10 segundos. Para los análisis de vidrio se usó un haz desenfocado de 20 $\mu\text{m}$  y 10 $\mu\text{m}$  y para los minerales un haz enfocado. A partir de los datos obtenidos de la microsonda se ha realizado el cálculo de las fórmulas estructurales de los distintos minerales. Para una mayor comprensión y visualización, se han representado en diagramas de tipo Harker y realizado perfiles composicionales en los minerales zonados.

A partir de estos datos y de cara a obtener los parámetros pre-eruptivos (P, T, y contenido en  $\text{H}_2\text{O}$ ) se han aplicado geotermobarómetros (geotermómetro basado en los óxidos de Fe-Ti de Ghiorso *et al.*, 2008; geotermobarómetro basado en la composición del piroxeno de Masotta *et al.*, 2013) y el geohigrómetro de Molloy *et al.*, (2015).

Por último, se ha realizado dos escenarios eruptivos, para evaluar las zonas que serían más afectadas por una erupción de este tipo se han realizado dos escenarios eruptivos (de coladas de lava y PDC) usando para ello el software basado en GIS, VORIS (Felpeto *et al.*, 2007, [www.gvb-csic.es](http://www.gvb-csic.es)).

## 4. Resultados.

### 4.1. Petrografía.

#### Lava con cristales.

Las muestras procedentes de las coladas de lava con cristales estudiadas presentan una textura porfídica, con una proporción de cristales de alrededor del 5%. El feldespato es el fenocristal más abundante y de mayor tamaño (entre 0.5 y 5 mm). Además de este, la paragénesis mineral se compone de clinopiroxeno (entre 0.1 y 1.5 mm) tipo diópsido en su mayoría, biotita (entre 0.1 y 0.5), magnetita e ilmenita (entre 0.1 y 0.4 mm) y pequeños cristales de apatito como mineral accesorio. La matriz está compuesta, fundamentalmente, por vidrio de composición fonolítica y microlitos de feldespato. También aparecen en menor proporción, pequeños cristales de clinopiroxeno, biotita, magnetita e ilmenita (de 5 a 20  $\mu\text{m}$ ) (Fig. 3A,B,C,D,E).

Los grandes fenocristales de feldespato suelen ser anhedrales con forma prismática (Fig 3.A, D), algunos de ellos muy alargados y maclas de tipo Calsbad. En algunos cristales pueden observarse bordes ligeramente reabsorbidos parcialmente redondeados. Algunos de estos cristales también presentan inclusiones de biotitas, clinopiroxenos, óxidos y apatito, indicando que el feldespato es el último de los minerales en cristalizar (Fig. 3A).



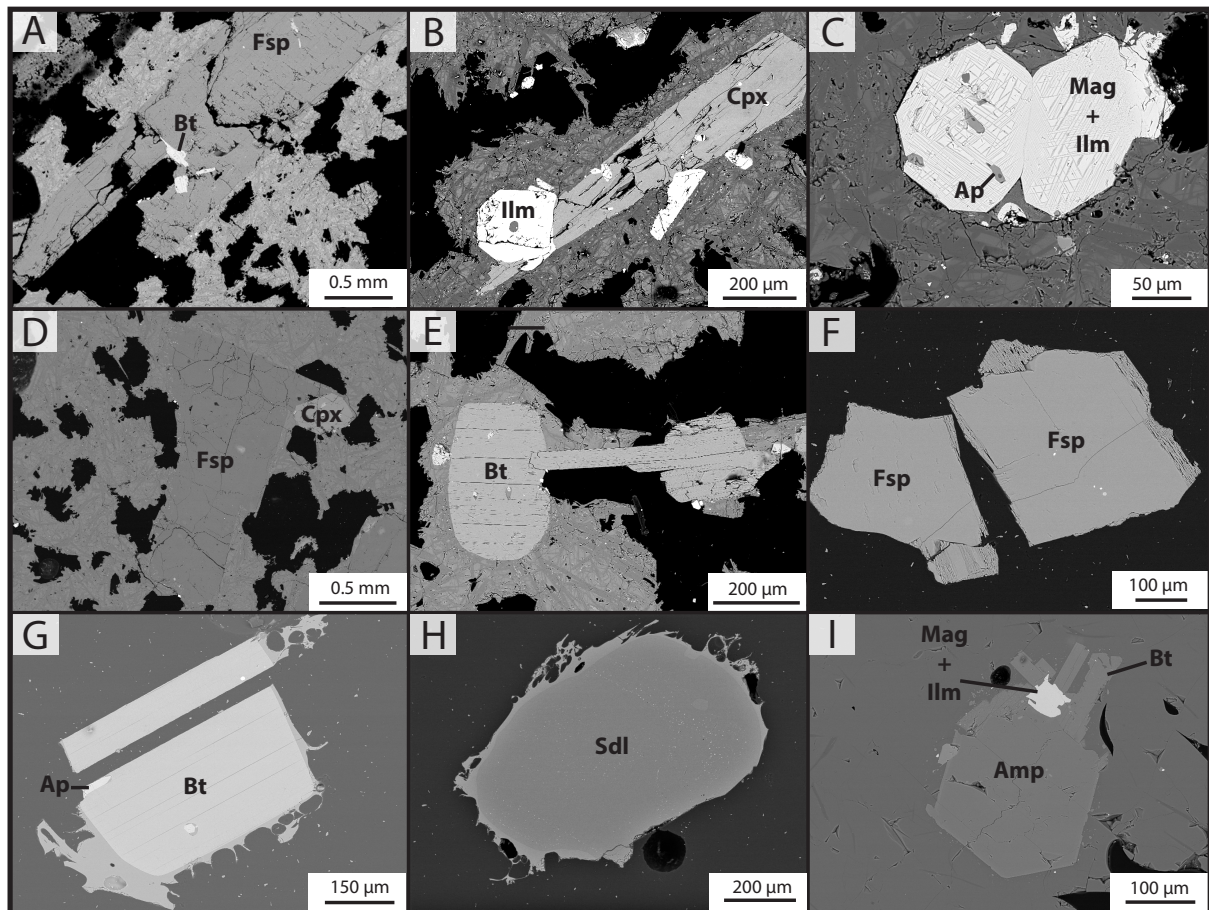


Fig. 3. Fotografías tomadas en el microscopio electrónico de barrido (MEB) de los minerales representativos de las distintas muestras de Pico Cabras: lava con cristales (A, B, C, D, E), lava obsidiánica (I) y pumitas (F, G, H). A) Fenocristal de feldespato con inclusiones de biotita; B) Fenocristal de clinopiroxeno asociado a cristales de ilmenita con pequeñas inclusiones de apatito; C) Fenocristal de magnetita con exoluciones de ilmenita e inclusiones de apatito; D) Fenocristal de feldespato junto a cristal de clinopiroxeno; E) Biotita con bordes redondeados, asociada a pequeños óxidos; F) Fenocristal de feldespato con pequeñas inclusiones de óxido y apatito; G) Fenocristal de biotita con inclusiones de apatito; H) Cristal de sodalita; I) Xenocristal de anfíbol asociado a biotitas y magnetita con exoluciones de ilmenita.

El resto de fenocristales pueden aparecer en la matriz tanto aislados como en aglomerados de cpx-bt-il-ap (Fig. 3B). Tanto la biotita como el clinopiroxeno suelen aparecer con formas que varían entre subhedrales, euhedrales o incluso anhedrales con bordes claramente redondeados (Fig. 3B,D,E).

La magnetita y la ilmenita suelen aparecer juntas y con formas anhedrales, indicando una co-cristalización de ambas fases. Una característica común en todos los fenocristales de magnetita es la presencia en su interior de exoluciones de ilmenita formando enrejados de menos de 1 µm de grosor (Fig. 3C). Los apatitos aparecen preferentemente como inclusiones dentro de otros minerales, aunque también es posible encontrar alguno en contacto directo con la matriz. De forma muy excepcional aparecen inclusiones de vidrio de muy pequeño tamaño (alrededor de 10 µm).

#### Lava obsidiánica.

La muestra de obsidiana está formada

fundamentalmente por vidrio de composición fonolítica (Anexo II. Tabla 4) y pequeños microlitos de feldespato junto con un 1% de fenocristales de biotita, clinopiroxeno y magnetita. También aparece, de forma excepcional, un cristal de anfíbol (Fig. 3I), incompatible con la composición de este tipo de magmas fonolíticos, como se demostrará posteriormente a partir de su composición química.

#### Pómez.

Las muestras de pómez analizadas tienen un tamaño medio en torno a 1-2 cm (tamaño lapilli), presentan colores grises verdosos y formas subangulares. Todas fueron obtenidas de un mismo afloramiento representativo del depósito de caída, bien estratificado y bien seleccionado. Las muestras de pómez son microvesiculares y están formadas prácticamente en su totalidad por vidrio volcánico fonolítico, con una cantidad de fenocristales extremadamente pobre de máximo 0.5% en las muestras estudiadas. Las fases minerales principales encontradas como fenocristales son feldespato, clinopiroxeno,

biotita, magnetita, ilmenita y apatito (Fig. 3F,G). También se ha encontrado, de forma excepcional, una titanita asociada a un clinopiroxeno y una magnetita.

Feldespatos y biotita son los más abundantes y los que presentan mayores tamaños (entre 0.5 y 1.5 mm) y con formas euhedrales en su mayoría, con la excepción de algunos cristales de biotita, que sí presentan formas anhedralas. Por otro lado, clinopiroxeno, magnetita e ilmenita suelen aparecer asociados y con menores tamaños (0.5 mm el de mayor tamaño). Los apatitos aparecen, al igual que en las lavas, como inclusiones dentro de otros minerales. En estos separados también se han encontrado anfíboles que, como se ha mencionado anteriormente, no son compatibles con este tipo de magmas.

Especial consideración merece la aparición en las pumitas de un cristal de sodalita (Fig. 3H), un feldespatoide muy rico en cloro cuya presencia no se había documentado hasta ahora en las fonolitas más recientes del Teide, aunque sí que aparece con frecuencia en las series anteriores del complejo Cañadas (Ablay *et al.* 1998, Wolff, 1985). El cristal presenta los bordes redondeados, numerosas inclusiones fluidas y, en menor medida, inclusiones de vidrio. También presenta sulfuros de hierro (pirita o pirrotina) en su interior, cuya identificación exacta no ha sido posible debido a su pequeño tamaño (Anexo I).

Los fragmentos de vidrio seleccionados para analizar (por su menor vesicularidad) presentan tanto colores claros y muy transparentes, como colores oscuros y bastante opacos a la lupa binocular. La presencia de microlitos es muy variable dentro de los cristales, habiendo algunos con una gran cantidad de cristales alargados de feldespato y otros en los que estos están prácticamente ausentes. También se han encontrado dentro del vidrio pequeños cristales de óxido de Fe-Ti (presumiblemente magnetita e ilmenita), biotita y piroxeno.

## 4.2. Química mineral.

### Feldespatos.

Los feldespatos analizados muestran una evolución continua (Fig. 4) desde composiciones cercanas a plagioclasas de tipo oligoclasas hasta feldespatos alcalinos tipo sanidina (de  $Ab_{74}Or_{12}An_{14}$  a  $Ab_{54}Or_{44}An_2$ ), según la clasificación de Deer *et al.*, (1972). En las distintas fases estudiadas se encuentran una gran variedad de poblaciones de feldespato, así como diferentes tendencias en los zonados (Anexo II. Tabla 1).

Los centros de los fenocristales de feldespato encontrados en las muestras de la colada de lava rica en cristales presentan una composición relativamente homogénea, todos ellos dentro del campo de la anortoclasea. Dentro de los

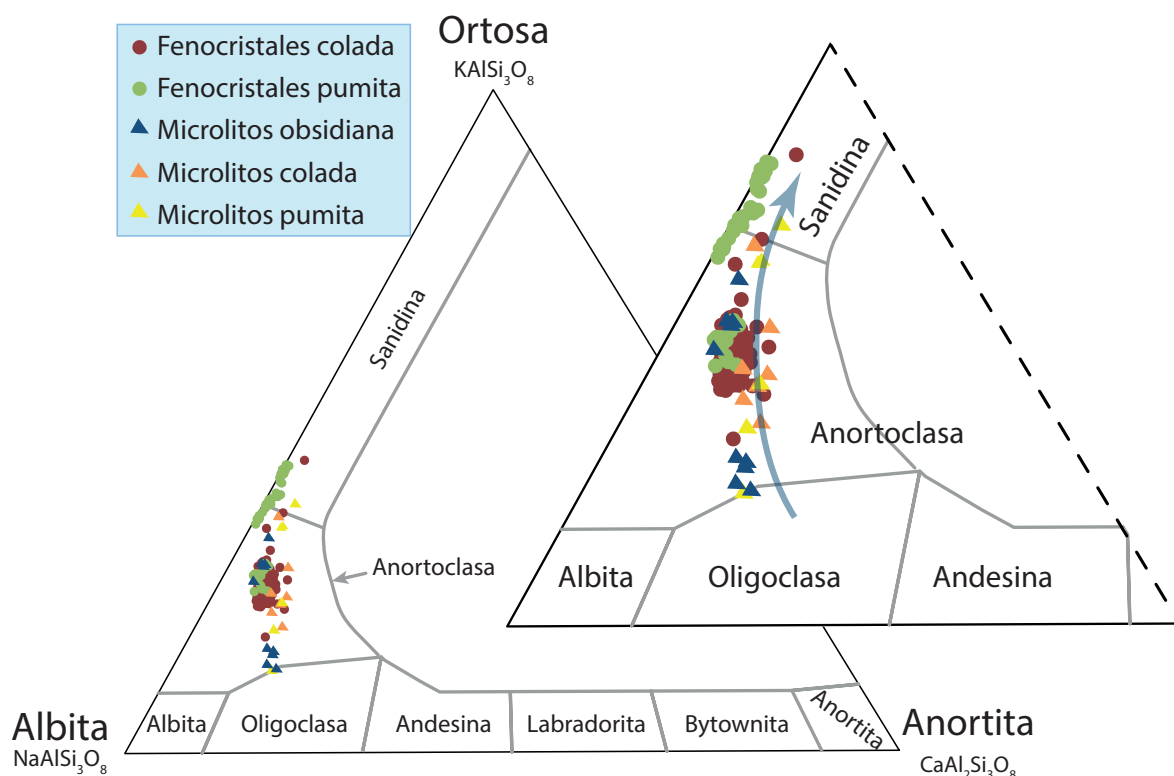


Fig. 4. Diagrama de clasificación de los feldespatos analizados en las muestras de Pico Cabras (Deer *et al.*, 1972). La flecha muestra la dirección de la evolución composicional de los feldespatos en magmas fonolíticos de oligoclasea (menos evolucionados) a sanidina (más evolucionados).

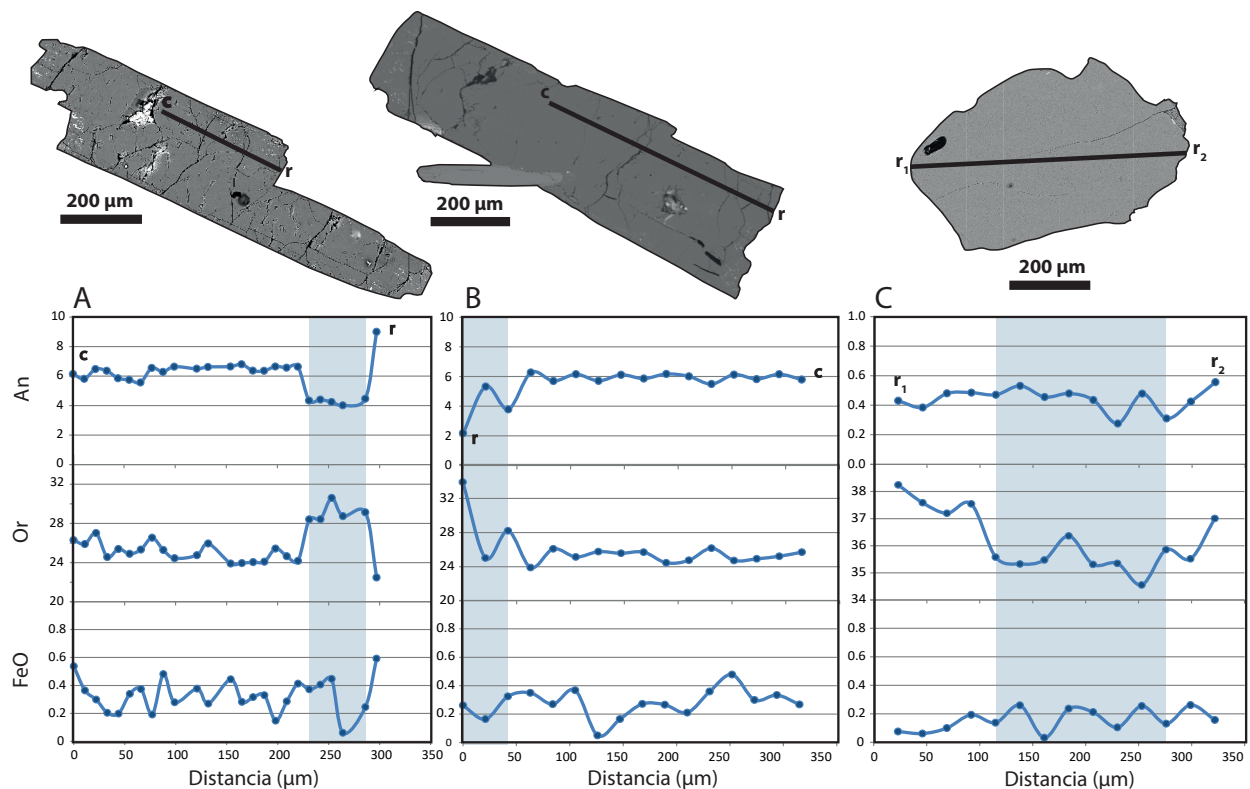


Fig. 5. Zonados representativos de los fenocristales de feldespatos representativos de la colada rica en cristales (A, B) y las pumitas (C) donde se han representado las proporciones de anortita (An), ortosa (Or) y FeO. En las imágenes de los fenocristales tomadas con el MEB se ha marcado la localización del perfil dentro del mineral.

cristales pueden observarse ligeras variaciones composicionales entre unos cristales y otros, sin que pueda identificarse una tendencia clara común. Se han encontrado 2 poblaciones representativas:  $Ab_{68-70}Or_{23-25}An_7$  y  $Ab_{67}Or_{29}An_4$ . Algunos bordes de estos fenocristales presentan zonados apreciables, pero en la mayoría de los casos estos han sido alterados por bordes de reabsorción, imposibilitando el análisis. Aun así, se ha conseguido diferenciar dos tendencias en los bordes de los minerales: enriquecimiento en An ( $Ab_{65-69}Or_{22-26}An_{9-10}$ ) y empobrecimiento de An ( $Ab_{64}Or_{35}An_2$ ) (Fig. 5A,B. Anexo II. Tabla 1).

Los centros de los fenocristales encontrados en las pumitas se dividen en dos poblaciones muy diferenciables (Anexo II. Tabla 1). Una de ellas coincide en composición con los centros de los fenocristales encontrados en las coladas ( $Ab_{67-70}Or_{25-28}An_{4-7}$ ), mientras que la otra presenta valores de anortita cercanos a 0, con variaciones relativamente amplias en la proporción de albita y ortosa, a veces dentro del mismo cristal ( $Ab_{57-64}Or_{35-42}An_{0-1,5}$ ). Solo se ha encontrado un zonado apreciable en las muestras del segundo grupo, con una composición alrededor de  $Ab_{61}Or_{38}An_1$  independientemente de si la composición del centro es más rica en Or o Ab (Fig. 5C).

En cuanto a los microlitos presentes dentro de la matriz de la colada de lava, las pumitas y la obsidiana estudiadas, todos ellos presentan

composiciones extremadamente variables y que siguen la secuencia de evolución desde composiciones cercanas a la oligoclasa hasta la sanidina (Fig. 4. Anexo II, Tabla 1). Esta variación se da incluso en cristales cercanos dentro de una misma muestra. Algunos de estos microlitos están enriquecidos en Fe con respecto a la mayoría de feldespatos analizados, tendencia que también puede observarse en algunos de los bordes de fenocristales.

En la Fig. 6 se ha representado el contenido en FeO en los feldespatos en función del parámetro “log (Or/An)”. Este parámetro funciona como

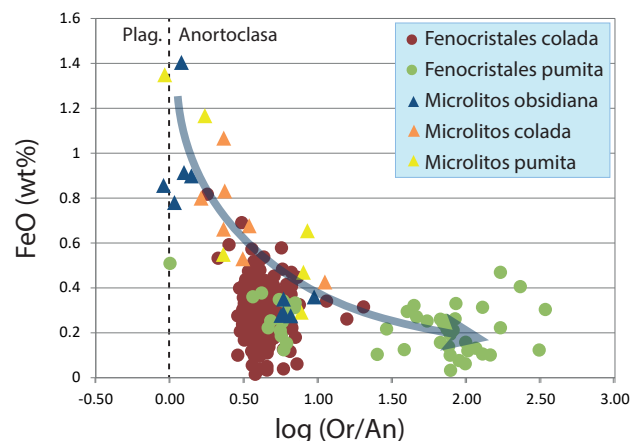


Fig. 6. Gráfico FeO vs log (Or/An) para las muestras de Pico Cabras. El parámetro log (Or/An) sirve como un índice de fraccionamiento de estos minerales (ver texto).



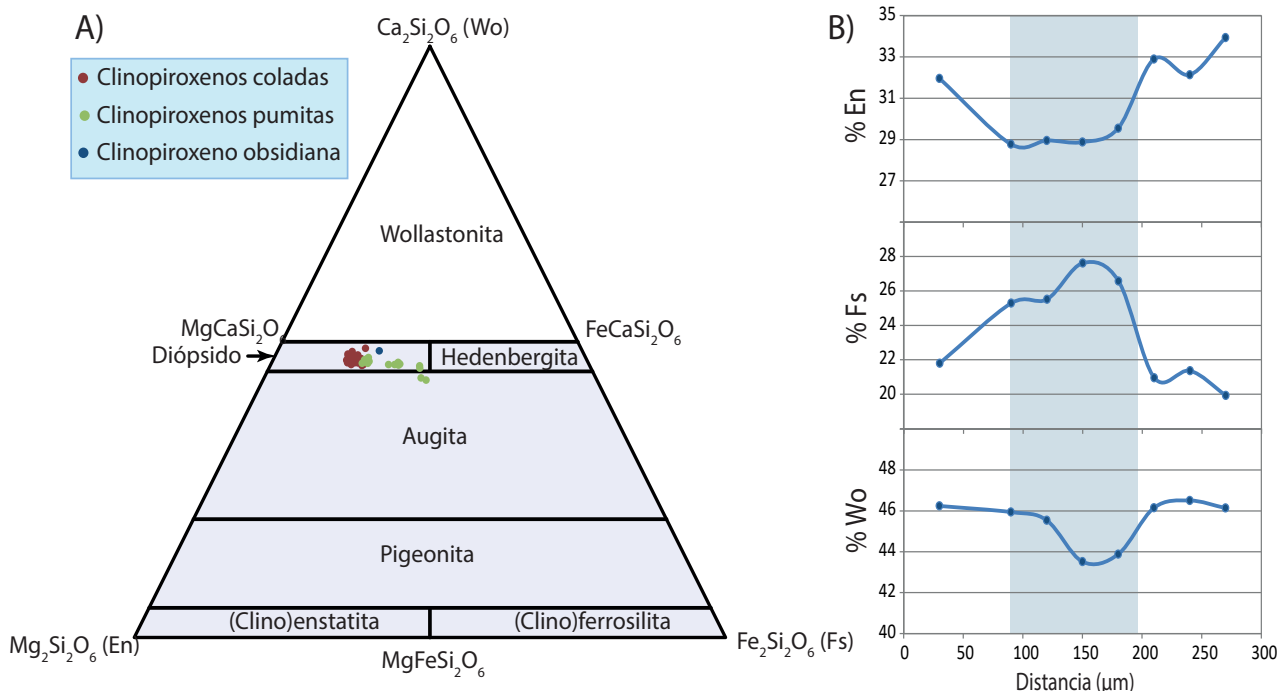


Fig. 7. A) Diagrama de clasificación de los clinopiroxenos analizados en las muestras de Pico Cabras (Morimoto, 1988). B) Zonado composicional de uno de los clinopiroxenos encontrados en la muestra de pomez.

un índice de fraccionamiento y, a priori, del nivel de diferenciación del magma a partir del cual cristalizaron los feldespatos (Triebold *et al.* 2006). Como puede verse en el gráfico, estos dos valores presentan una correlación inversa, en la que la cantidad de Fe disminuye en los magmas más evolucionados.

Los feldespatos en las pumitas son los que presentan un mayor índice de diferenciación (entre 1.4 y 2.53), excepto un grupo de análisis que solapan con los de los fenocristales de las coladas (0.46 a 0.84). Los bordes de los fenocristales se alejan ligeramente de estos valores, tanto hacia composiciones más evolucionadas como más máficas. Los microlitos de feldespatos, como ya se había mencionado, presentan un rango de variación composicional muy alto, llegando algunos de ellos a presentar composiciones típicas de magmas intermedios ( $\log(\text{Or}/\text{An})$  cercanos a 0 o negativos y valores altos de FeO).

### Piroxenos.

Los clinopiroxenos encontrados en los materiales de Pico Cabras, siguiendo la tendencia general de los materiales del T-PV (Ablay *et al.*, 1998) son muy ricos en calcio. Casi todos ellos se clasifican como diópsido según la clasificación de Morimoto (1988). Un centro de uno de los clinopiroxenos encontrados en las pumitas entra dentro del campo de las augitas, muy cerca del límite con los diópsidos (Fig. 7A. Anexo II, Tabla 2).

En los fenocristales encontrados en las coladas de lava, la composición es bastante homogénea

( $\text{Wo}_{46-48} \text{En}_{38-41} \text{Fs}_{12-16}$ ) sin que puedan observarse zonados de centro a borde.

Las pumitas, por el contrario, presentan una mayor variación composicional ( $\text{Wo}_{43-47} \text{En}_{29-38} \text{Fs}_{15-28}$ ), especialmente en los términos ferrosilita y enstatita, dibujando una evolución continua entre el extremo más magnésico, de composición similar a las lavas, y el extremo más férrico. En uno de los cristales se aprecia un zonado significativo (Fig. 7B) con centros más ricos en hierro ( $\text{Wo}_{43} \text{En}_{29} \text{Fs}_{28}$ ) y bordes más ricos en magnesio ( $\text{Wo}_{46} \text{En}_{33} \text{Fs}_{21}$ ). El centro también está enriquecido en Na y Mn con respecto al borde (Anexo II., Tabla 2).

Por último, en la muestra de obsidiana solamente se ha encontrado un diópsido asociado a una magnetita, con una composición similar al centro de los fenocristales de las lavas, aunque ligeramente más enriquecido en calcio ( $\text{Wo}_{48} \text{En}_{34} \text{Fs}_{17}$ ), destacando también por un enriquecimiento en Al y, ligeramente, en Ti con respecto al resto de muestras, tanto en la lava con cristales como en las pumitas.

### Biotita.

Los cristales de biotita analizados corresponden a biotitas ricas en Mg y Ti. La variación de  $X_{\text{Mg}}$  ( $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ ) es bastante amplia, de 56,6 a 67,6. En cuanto al resto de elementos principales, el rango de variación del  $\text{SiO}_2$  va de 35 a 39, el del  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 12,3 a 13,6, el del  $\text{K}_2\text{O}$  de 8,1 a 9,2 y el del  $\text{TiO}_2$  de 6,3 a 8,4 (Fig. 8. Anexo II, Tabla 3). Las diferencias entre las distintas muestras analizadas se encuentran, especialmente, en



el  $XMg$ , siendo las biotitas de las lavas las más magnésicas, mientras que las de las pumitas y la obsidiana presentan valores similares, por debajo del  $XMg=65$ . Las biotitas de la obsidiana se diferencian de las de las pumitas por tener menos cantidades de  $TiO_2$ . En las únicas muestras de biotita donde se observan zonados destacables son en las muestras de pumita, donde los bordes son los que presentan valores menores de  $\#Mg$  (56 a 61) mientras que los centros presentan valores entre 62 y 65. Este zonado no se aprecia claramente en ningún otro elemento.

Las biotitas encontradas en la muestra de obsidiana se encuentran asociadas a un cristal subhedral de anfíbol (Fig. 3I), separadas por un borde de reacción. Debido a que esta fase mineral no es compatible con la composición de este magma (Andújar *et al.*, 2008) se ha comprobado su procedencia y la de los anfíboles encontrados en las pumitas a partir de su coeficiente de distribución ( $K_D$ ). Para ello se han usado el modelo de Putirka (2016), y los resultados obtenidos indican que ninguno de ellos se encuentra en equilibrio con el magma fonolítico. Su procedencia sería, por tanto, ajena al sistema, lo que ha provocado la reacción de los bordes del mismo y el crecimiento de las biotitas en esta zona de menor energía.

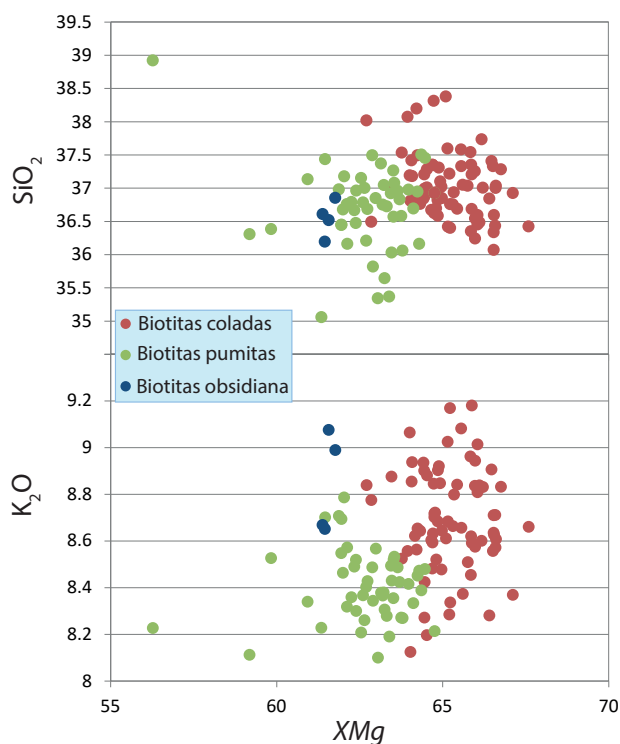


Fig. 8. Diagramas Harker ( $SiO_2$  vs  $\#Mg$  y  $K_2O$  vs  $\#Mg$ ) de las biotitas analizadas en las muestras de Pico Cabras.

### Óxidos de Fe y Ti.

Los óxidos de hierro y titanio encontrados entran dentro de las series composicionales de la magnetita y la ilmenita. La magnetita presenta siempre en su interior exsoluciones de ilmenita

de muy pequeño tamaño, haciendo muy difícil la obtención de las composiciones exactas. Se han registrado valores desde  $Ilm_{87}$  a  $Ilm_6$ , este último correspondiente a un borde de magnetita de una ilmenita sin exsoluciones. La ilmenita, por el contrario, al no presentar exsoluciones presenta valores más homogéneos, desde  $Ilm_{70}$  a  $Ilm_{100}$  (Anexo II. Tabla 3).

### Sodalita.

En cuando a la sodalita encontrada, los elementos mayores presentan una composición bastante homogénea:  $SiO_2$  de 36,4 a 38,2 wt%,  $Al_2O_3$  de 29,2 a 30,7 wt%,  $Na_2O$  de 22 a 23,5 wt%,  $Cl$  de 6,4 a 7,1 wt% y  $K_2O$  de 1,6 a 2,1 wt%. (Anexo II. Tabla 3). Debido a la abundante presencia de bandas ricas en pequeñas inclusiones de sulfuros de hierro, se registran picos de ambos elementos en determinadas zonas (hasta 1,6 wt% de  $FeO$  y  $SO_3$ ). Mediante la micro-XRF se obtuvo un valor medio de 130 ppm de bromo en el interior de la sodalita.

### Roca total y líquido residual.

Se han analizado las muestras de vidrio procedentes de la fusión de la muestra de lava con cristales y de las pumitas a 1400°C durante 4 horas, con el objetivo de obtener la composición de roca total (Anexo II. Tabla 4). Ambas presentan una misma composición dentro del campo de las fonolitas (Fig. 9. Le Bas *et al.*, 1986), casi en el límite con las traquitas ( $SiO_2$  de 60,7 a 61,6 y  $Na_2O+K_2O$  de 13,5 a 14,5). Puede observarse una ligera diferencia en la cantidad de  $TiO_2$  entre las dos muestras (hasta 0,8 wt% en las pumitas y 1,2 en las lavas).

Por último, se han realizado análisis en el vidrio de las distintas muestras (Anexo II, Tabla 4), incluyendo una inclusión de vidrio dentro de una ilmenita encontrada dentro de las lavas. Todas las muestras se clasifican como fonolitas (Fig. 9. Le Bas *et al.*, 1986) y siguen una evolución continua desde la inclusión de vidrio (56,8 de  $SiO_2$  y 12,7 de  $Na_2O+K_2O$ ) al líquido residual de las lavas con cristales ( $SiO_2$  de 53,9 a 57,8 y  $Na_2O+K_2O$  de 15,9 a 18,8). Este último también se encuentra enriquecido en  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $Na_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$  y ligeramente en  $K_2O$  y empobrecido en  $Al_2O_3$  y  $CaO$ .

El vidrio de las pumitas y de la obsidiana presenta una composición intermedia, ambas algo más empobrecidas en  $SiO_2$  y  $CaO$  y enriquecidas en  $Na_2O$  con respecto a la roca total (Anexo II, Tabla 4). La inclusión de vidrio analizada dentro de un mineral de ilmenita presenta composiciones menos evolucionadas, con un enriquecimiento en  $MgO$ ,  $FeO$  y  $K_2O$  y un empobrecimiento en  $Al_2O_3$ ,

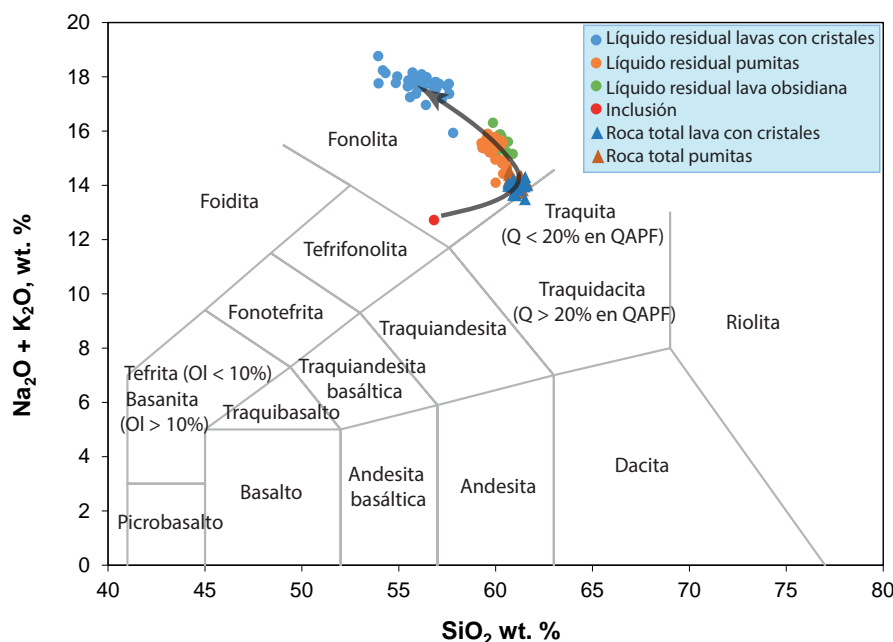


Fig. 9. Diagrama de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986) para los análisis de roca total, vidrio residual y la única inclusión de vidrio analizada de las muestras de Pico Cabras. La flecha indica la tendencia de evolución del magma fonolítico.

CaO y  $\text{Na}_2\text{O}$ . Las composiciones (roca total y vidrios) de las diferentes muestras describen una línea de evolución/diferenciación magmática desde la composición menos evolucionada (inclusión) hasta los vidrios residuales analizados en las muestras de las lavas (Fig. 9, le Bass et al. 1986), que son los que han sufrido una mayor cristalización. Esta relación genética se observa bien en diagramas Harker (Fig 10).

#### Fases volátiles ( $\text{H}_2\text{O}$ , F, Cl, Br).

Como una primera aproximación a la cantidad de agua en el sistema se ha calculado restando a 100 la suma total de los análisis (wt%). Se han obtenido unos rangos muy variables para los análisis de vidrio realizados en las distintas muestras. En los vidrios de la muestra de lava rica en cristales, el  $\text{H}_2\text{O}$  calculado por diferencia varía entre 0,1 y 2,8%, con una media de 1,8%. En los vidrios de las pumitas varía de 0,4 a 3,1%, con una media de 1,4%, valores algo mayores que los analizados en la roca total (de 0,5 a 1,6%, con una media de 1%). Por último, en la muestra de obsidiana se ha obtenido un rango entre 0,7 y 2,6%, con una media de 1,5%.

Complementariamente, se han realizado análisis para identificar la cantidad de Cl, F y Br presente en las pumitas, fase explosiva en la que se presupone una mayor cantidad de volátiles, en concordancia con la cristalización de un mineral muy rico en Cl como es la sodalita. Los valores obtenidos van desde 0.205 a 0.553 wt% de Cl dentro del vidrio fonolítico, con los valores más altos encontrados en el vidrio adyacente a la sodalita (0.4 a 0.553 wt%). En alguna de estas muestras también se

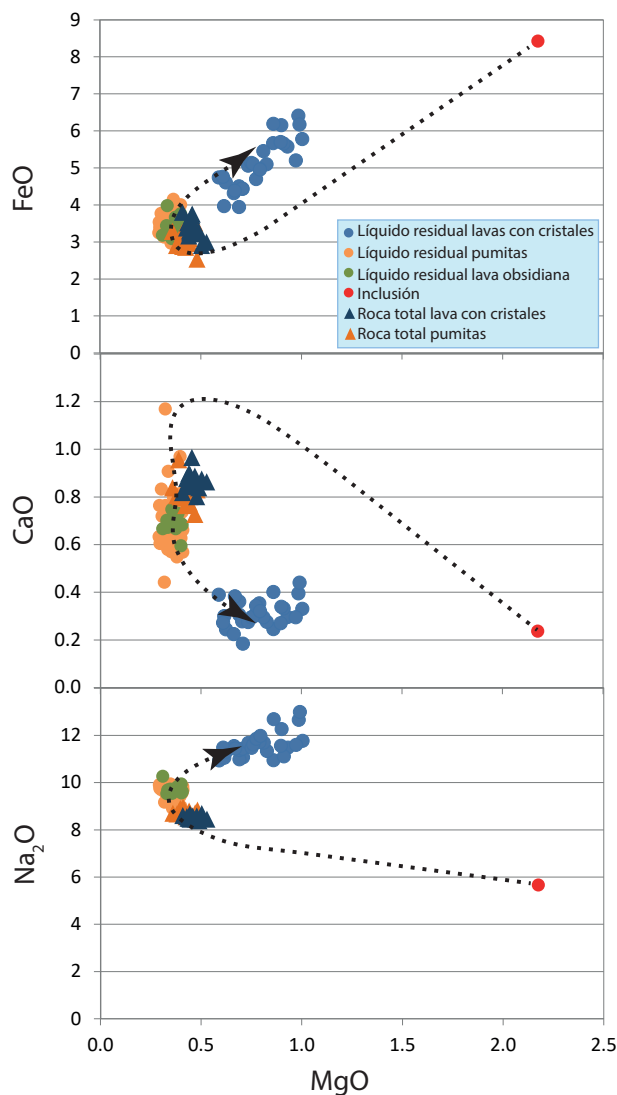


Fig. 10. Diagramas Harker ( $\text{FeO}$  vs  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  vs  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{MgO}$ ) de los análisis de roca total, vidrios residuales e inclusión de vidrio de las muestras de Pico Cabras. La flecha marca la evolución del magma.

han encontrado cantidades apreciables de F, hasta un 0.3 wt%, aunque en general presentan valores cercanos a cero debido a las dificultades que presenta analizar este elemento con las técnicas utilizadas. Para las muestras de vidrio analizadas mediante micro-XRF se obtuvieron valores de entre 10 y 15 ppm de Br.

### 4.3. Parámetros pre-eruptivos: P, T, H<sub>2</sub>O.

Se han obtenido valores de presión y temperatura de los productos/magmas (lava con cristales, lava obsidiánica y pómez) a partir del geotermobarómetro de Masotta *et al.* (2013), que usa la composición de los clinopiroxenos y el magma parental para estimar estos parámetros. Para las pumitas y las lavas se ha utilizado como composición del líquido parental la media de los 20 análisis del vidrio procedente de la fusión a 1400°C durante 4 horas de la lava con cristales y de pumitas (Anexo II. Tabla 4). En el caso de las obsidias se ha usado como aproximación la composición obtenida para las pumitas al presentar una mineralogía y proporción de cristales equivalente.

El criterio para determinar si el mineral está en equilibrio con el líquido magmático considerado es que los coeficientes de distribución del Fe-Mg entre el magma y el mineral,  $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}}$ , se encuentre dentro del rango aceptado por el modelo: entre 0,09 y 0,35 (Masotta *et al.*, 2013). El coeficiente de distribución se define como el cociente entre las concentraciones de una sustancia entre dos fases, este caso la fase mineral y el líquido silicatado ( $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}} = \text{radio molar de } (\text{Fe/Mg})^{\text{cpx}}/(\text{Fe/Mg})^{\text{liq}}$ ). Como valor de H<sub>2</sub>O en el modelo se ha tomado un 3% para la lava con cristales, un 4% para la obsidiana y un 5% para las pumitas, valores que coinciden con los rangos obtenidos en el geohygrómetro, como se presentará posteriormente. Los valores de P-T se han representado en la Fig.11.

A partir del modelo de Masotta *et al.*, (2013), los clinopiroxenos encontrados en la colada de lava con cristales, la temperatura obtenida es de 905°C ± 15°C y el rango de presión obtenido va de 0,5 a 2,8 kbar y una media de 1 kbar ± 0.5 kbar, con un sólo punto lejos de esta población a 2,8 kbar. Los valores obtenidos para las pumitas son de entre 0,9 y 3,4 kbar (media de 1,8 kbar ± 0.6 kbar) de presión y 863°C ± 17°C de temperatura, donde los centros más ricos en ferrosilita (Wo<sub>43</sub> En<sub>23</sub> Fs<sub>28</sub>) dan valores mayores de presión y menores de temperatura (hasta 848°C y 3,4 kbar) que los de los centros y bordes más ricos en enstatita (hasta 881°C y 0,9 kbar). Por último, para el caso de la muestra de obsidiana se ha calculado

un solo valor de P-T para el único clinopiroxeno encontrado, obteniéndose una presión de 1,8 kbar y una temperatura de 867°C.

Además de este geotermobarómetro también se ha utilizado el geotermómetro de Ghiorso y Evans (2008), basado en la composición de los óxidos de Fe-Ti (magnetita e ilmenita). Para comprobar que el par magnetita-ilmenita se encuentra en equilibrio se ha usado la metodología de Bacon y Hirschmann (1988), en función del fraccionamiento del Mg/Mn. Los 8 pares seleccionados que cumplen las condiciones de equilibrio descritas por este test determinan temperaturas entre 580°C y 1255°C para las lavas (n=7) y 1223°C para las pumitas (n=1). Esta dispersión en la T, que llega a alcanzar valores irreales, se explica por la presencia de exsoluciones de ilmenita de entre 0.1 a 1 µm en todos los cristales de magnetita, que dificultan la obtención de análisis concorde a la estequiometría y sin contaminación parcial por ilmenita. Solamente uno de los pares estudiados presenta valores más o menos realistas en relación a las temperaturas obtenidas con el geotermobarómetro anterior (944°C).

La cantidad de agua en el magma se ha calculado usando el geohygrómetro de Mollo *et al.* (2015), en función de la composición del feldespato y del magma parental. Al igual que en el caso anterior, se han considerado las composiciones de los vidrios de fusión de la colada y la pumita. Para comprobar si los feldespatos naturales y la composición del magma se encuentran en equilibrio este modelo considera los valores de  $^{x\text{ls-}}_{\text{liq}}K_D(\text{Ab-An}) (= (^{x\text{ls}}X_{\text{Ab}} \times ^{\text{liq}}X_{\text{AlO1.5}} \times ^{\text{liq}}X_{\text{CaO}}) / (^{x\text{ls}}X_{\text{An}} \times ^{\text{liq}}X_{\text{NaO0.5}} \times ^{\text{liq}}X_{\text{SiO2}}))$ , para el que se acepta un ±0.1 del  $K_D$  medido con respecto al calculado.

Considerando las poblaciones de feldespatos representativas de la lava rica en cristales, el rango de H<sub>2</sub>O calculado va de 1,9 a 5 wt%, con una media de 3,4 wt% de H<sub>2</sub>O disuelta en el líquido fonolítico. Los valores mayores de H<sub>2</sub>O se relacionan con aquellos feldespatos (o zonados de feldespato) más pobres en anortita (An<sub>2.4</sub>), tanto centro como bordes. En los bordes ricos en An (Ab<sub>65-69</sub> Or<sub>22-26</sub> An<sub>9-10</sub>) se ha calculado hasta un máximo de 2,8 wt% de H<sub>2</sub>O. La gran variedad composicional de los microlitos (de An<sub>3</sub> a An<sub>12</sub>) también se refleja en la cantidad de H<sub>2</sub>O calculada, con un rango de 2 a 4,3 wt%, siguiendo la misma tendencia descrita en los fenocristales, con la cantidad de agua disminuyendo progresivamente al aumentar la proporción de anortita en el feldespato.

De la misma manera que en la muestra de lavas, para las pumitas se ha diferenciado entre los fenocristales y el de los microlitos para estimar la cantidad de H<sub>2</sub>O disuelta. En el caso de los fenocristales el rango obtenido va de 3.8 a 7,2%

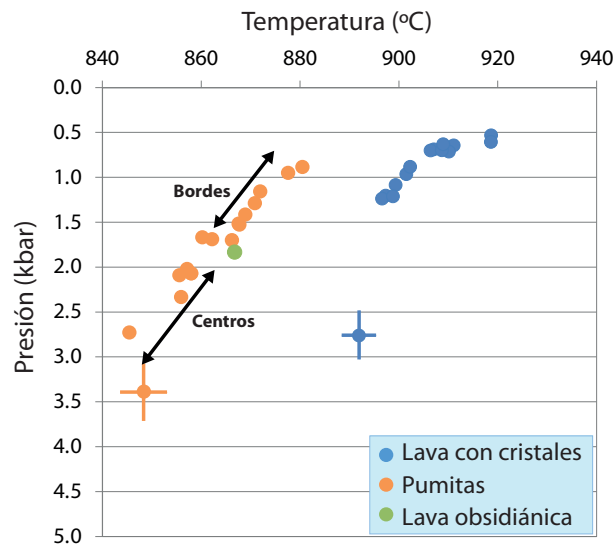


Fig. 11. Diagrama P-T de los datos obtenidos a partir del geotermobarómetro de Masotta *et al.*, (2013), basado en la composición del clinopiroxeno y el líquido en equilibrio (roca total). La cruz representa la desviación estándar de los datos de la lava con cristales (azul) y las pumitas (naranja).

de  $H_2O$ , con una media de 5,4%. Los mayores valores se corresponden con aquellos fenocristales pobres en An (<1.5%), con una media de 5,9%. En el caso de los microlitos, también con una variabilidad muy grande entre el 4 y el 13% de An, el contenido en  $H_2O$  calculado se encuentra entre el 1,4 y el 4,8 wt%. Por último, para la obsidiana, la composición de los microlitos (de  $An_3$  a  $An_{13}$ ) ha permitido calcular valores de  $H_2O$  disueltos de entre 1,8 a 4,8 wt%.

Según el test de equilibrio propuesto por Mollo *et al.*, (2015), solo 43 de los 217 análisis de feldespatos que se han usado para calcular la cantidad de agua disuelta se encuentran dentro de rango de equilibrio ( $K_D$  calculado =  $K_D$  medido  $\pm 0.1$ ) calculado para la composición del magma utilizada. Fuera de rango se encuentran todos aquellos (tanto fenocristales de lavas y pumitas como microlitos) ricos en anortita, cuando esta supera valores de alrededor del 5%. Este hecho, en relación a la aplicabilidad del método en magmas de estas composiciones, será considerado en el siguiente apartado.

## 5. Discusión.

La composición de las rocas volcánicas y la aplicación de geotermobarómetros y geohygrómetros permiten obtener los parámetros pre-eruptivos en los que se encontraba el magma dentro de la cámara magmática antes de la erupción. Estos datos han permitido hacer una correlación con la dinámica eruptiva de las distintas fases de la erupción de Pico Cabras, dando una nueva visión sobre la configuración y los procesos dominantes a nivel de cámara magmática y su aplicación a estudios de peligrosidad volcánica. Además, este trabajo aporta un estudio preliminar sobre la cantidad de volátiles del grupo de los halógenos (cloro y bromo) en estos magmas, con elevadas implicaciones a nivel de riesgo, tanto local como regional, o incluso global, por sus efectos en la

atmósfera.

### 5.1. Parámetros pre-eruptivos que condicionan el estilo eruptivo.

Los métodos utilizados para obtener las condiciones de presión, temperatura y cantidad de agua en el magma arrojan diferencias significativas sobre las distintas fases estudiadas, especialmente sobre la T y  $H_2O$ . En cuanto a las dos fases efusivas, la colada más cristalizada es la que presenta una mayor temperatura (media de 908°C) y menor cantidad de agua (media de 3,4 wt%), mientras que el único clinopiroxeno analizado en la obsidiana arroja un valor de T de 867°C y los microlitos de feldespato en equilibrio con el magma unos valores de  $H_2O$  de muy variables (entre 1,8 a 4,8 wt%). No obstante, se debe tener en cuenta que aunque algunos microlitos pueden cristalizar dentro de la cámara, la mayoría de ellos lo hace durante el ascenso (Preece *et al.*, 2016), por lo que primero habría que demostrar qué microlitos crecen en la cámara y cuáles no. Como esto no se ha podido llevar a cabo, no podemos considerar este rango como un buen indicador del agua disuelta en condiciones pre-eruptivas.

Valores tan altos de agua (> 5,5 wt%) calculados por el modelo de Mollo *et al.*, (2015) para los magmas fonolíticos a las presiones pre-eruptivas en este sistema (entre 0,5 y 1,8 kbar en función de estimaciones anteriores) superan con creces las concentraciones calculadas por los modelos de solubilidad en líquidos fonolíticos (máximo de 6 wt%) (Carroll y Blank, 1997; Schmidt y Behrens, 2008; Andujar y Scaillet, 2012a). Además, la aplicación del test de equilibrio propuesta entre las diferentes composiciones de los feldespatos y la composición del magma fonolítico correspondiente indica que las composiciones de fenocristales, bordes y microlitos ricos en An (>5 mol%) se corresponden con las cantidades de  $H_2O$  disuelta en el magma



más bajas determinados en este trabajo (1,4-3 wt%. Anexo II, Tabla 1) pero que no estarían en equilibrio con los líquidos considerados. Sin embargo, los trabajos experimentales realizados en composiciones similares a las consideradas en este trabajo, claramente indican que este tipo de feldespato más anortítico puede fácilmente cristalizar a estas condiciones de P-T y H<sub>2</sub>O (2-4 wt% según Andújar *et al.*, 2013). Por tanto, se ha considerado que en este caso las composiciones más anortíticas si estarían en equilibrio con los líquidos considerados.

Contrariamente, los feldespatos más pobres en anortita cumplen el test de equilibrio propuesto y, en este caso, el modelo prevé los contenidos en agua más altos, lo cual no es realista para los valores típicos de los magmas fonolíticos de Tenerife, como se ha mencionado anteriormente. De esta forma se ha considerado que la cantidad de H<sub>2</sub>O disuelta en el magma calculada por este método está sobreestimada para los términos pumíticos y para los zonados más evolucionados de las lavas, permitiendo solamente una comparación semi-cuantitativa entre las distintas composiciones, con una relación inversa entre la cantidad de anortita y la cantidad de H<sub>2</sub>O.

En cuanto a la presión de la obsidiana, las diferencias con la lava rica en cristales no son significativas, ya que el valor obtenido (1,8 kbar) se encuentra dentro del rango de resultados de la colada rica en cristales (0,5-2,8 kbar). En la fase explosiva (pumitas), por su parte, se han obtenido temperaturas más bajas (863°C de media), valores mayores de agua (5,5 wt% de media), así como presiones con un rango muy amplio, de 0,9 a 3,4 kbar, aunque la población dominante se encuentra entre 0,9 y 1,7 kbar. Esta última se corresponde con los bordes y algunos centros de los clinopiroxenos de las pumitas, lo que podría indicar que la población más rica en hierro proviene de un magma a mayor profundidad.

Las presiones obtenidas mediante el geotermobarómetro convergen hacia un valor medio de 1 kbar pero la dispersión encontrada (de 0,5 a 3 kbar) para las distintas fases indican que este método no es lo suficientemente preciso como para determinar de forma ajustada la presión a la que se encuentran cada uno de los magmas antes de la erupción. Para obtener una precisión mayor y constreñir aún más el valor del P del magma se ha recurrido a los datos de petrología experimental disponibles para distintas erupciones fonolíticas de Tenerife, de composición y dinámica equivalente a la del domo Pico Cabras (Andujar *et al.*, 2008; Andujar y Scaillet, 2012b; Andújar *et al.*, 2013). Para ello es necesario comparar la composición de las fases minerales de la roca natural con las obtenidas en estos experimentos.

Los tres tipos de materiales considerados (lava rica en cristales, obsidiana y pumitas) presentan en su paragénesis feldespato alcalino como fase principal, además de clinopiroxeno, biotita, magnetita, ilmenita y apatito en menores proporciones. En las pumitas, además, se ha encontrado también un mineral de sodalita y otro de titanita, minerales muy útiles como indicativos de las condiciones P-T, ya que estas fases minerales tienen campos de estabilidad que dependen fuertemente de la presión (sodalita) y la temperatura y/o presión (titanita) (Andújar *et al.*, 2008, 2013). Esta paragénesis, junto con la cristalinidad de la muestra, sirve de una primera aproximación para determinar las condiciones pre-eruptivas de cada una de las fases estudiadas:

La fase efusiva mayormente representada por las lavas ricas en cristales presenta una mayor cristalinidad que el resto de las fases (alrededor del 5% de cristales). A partir de los diagramas de fase de los trabajos de Andujar y Scaillet (2012) y Andújar *et al.* (2013) se observa que la paragénesis natural y cristalinidad se reproducen entre 0.5 y 1 kbar de presión y 850-900°C de temperatura. Además, la ausencia de titanita a estas temperaturas dentro de esta fase eruptiva permite limitar una presión máxima a 1,5 kbar. Estas condiciones concuerdan bien con los datos obtenidos usando el geotermómetro, a excepción de un análisis aislado procedente de un mismo clinopiroxeno homogéneo en el que el resto de los valores dan entre 0.4 y 1.1 kbar (Fig 11).

Las composiciones de los minerales obtenidos en los experimentos confirman estas primeras estimaciones. Los centros de los feldespatos, con sus dos poblaciones representativas (Ab<sub>68-70</sub> Or<sub>23-25</sub> An<sub>7</sub> y Ab<sub>67</sub> Or<sub>29</sub> An<sub>4</sub>) se han reproducido experimentalmente a 900°C y 850°C, respectivamente, pudiéndose considerar una temperatura media de la cámara de 880°C±30°C. Las dos composiciones características de bordes de feldespatos (Ab<sub>65-69</sub> Or<sub>22-26</sub> An<sub>9-10</sub> y Ab<sub>64</sub> Or<sub>35</sub> An<sub>2</sub>) se han reproducido a 950°C y 825°C respectivamente.

A esta temperatura, la menor cristalinidad (5-10%) se da aproximadamente 1kbar y 2,5-3 wt% de H<sub>2</sub>O disuelta en el magma (entre 0,5-1% por debajo de lo calculado con el geohigrómetro), condiciones en las que también cristalizan biotitas de composición equivalente a las encontradas. En cuanto a los clinopiroxenos naturales, la composición analizada difiere ligeramente de las de los experimentos, con una proporción algo mayor de enstatita (de 38 a 41%) y #Mg (de 72,5 a 76,5), lo que se relaciona con temperaturas algo mayores (entre 900-950), en concordancia los centros de los fenocristales feldespato y bordes más anortíticos.

En la fase explosiva la cristalinidad es menor que en las lavas (<1%) y aparece en la paragénesis, además de los minerales descritos en las lavas, sodalita y titanita. La paragénesis y composición de estos minerales es muy similar a la encontrada en la erupción de El Abrigo, la última gran erupción fonolítica que desencadenó un colapso de caldera hace 190.000 años (Andújar *et al.*, 2007, 2008), con una diferencia destacable: la erupción del Abrigo presentaba haiüyna en lugar de sodalita, otro mineral del mismo grupo rico en S en lugar de Cl, pero con similar comportamiento antes las condiciones de P, T y H<sub>2</sub>O. Este mineral solamente es estable a  $P < 1,5$  kbar y  $T < 850^{\circ}\text{C}$ .

Esto concuerda bastante bien con las menores temperaturas calculadas con el geotermobarómetro para las pumitas y permite descartar los valores de P mayores a 1 kbar como valores representativos de la fase pliniana, ya que la sodalita no es estable a  $P > 1$  kbar. Los feldespatos encontrados en la muestra pliniana de Pico Cabras presentan dos poblaciones bien diferenciadas, una muy similar a los de la lava ( $\text{Ab}_{67-70}\text{Or}_{25-28}\text{An}_{4-7}$ ) y otra población nueva, mucho más pobre en anortita ( $\text{Ab}_{57-64}\text{Or}_{35-42}\text{An}_{0-1,5}$ ). Esta última se reproduce bien experimentalmente en el rango de T entre 725 y 825°C, 1 kbar y proporciones de agua disueltas en el magma entre 3 y 4,9 wt%. Sin embargo, cuando se tiene en cuenta la cristalinidad de la muestra (1%), solamente los experimentos a 725°C y 1 kbar reproducen la población  $\text{Or}_{40-42}\text{An}_{1-1,5}$ . La otra población de fenocristales ( $\text{Ab}_{67-70}\text{Or}_{25-28}\text{An}_{4-7}$ ) habría cristalizado en condiciones de T similares a las descritas en las lavas ( $880^{\circ}\text{C} \pm 30^{\circ}\text{C}$ ).

Estas condiciones también reproducen la composición química de las biotitas de la roca natural (#Mg de 61 a 65): los centros a 1 kbar, 800°C y 4 wt% de H<sub>2</sub>O disuelto en el magma, y los bordes con un #Mg menor (entre 56 y 61), con temperaturas inferiores a 800°C, en concordancia con las estimaciones obtenidas para  $\text{An} < 1,5\%$  (posiblemente 725°C). Los clinopiroxenos cristalizados a 1 kbar y temperaturas alrededor de los 825°C también se ajustan bastante bien a los centros de los fenocristales encontrados en la pumita más ricos en hierro  $\text{Wo}_{43}\text{En}_{29}\text{Fs}_{28}$ . Los bordes y algunos centros más ricos en magnesio ( $\text{Wo}_{46}\text{En}_{33}\text{Fs}_{21}$ ) se corresponderían, por otra parte, con condiciones similares a las descritas para las lavas.

Estos datos evidencian que el magma que dio lugar a los fenocristales de las pumitas era más evolucionado (tipo El Abrigo), con una temperatura más baja (posiblemente 725°C) y cantidad de volátiles (3,5-5 wt%) más elevada que en las lavas (2,5-3 wt%), con importantes cantidades de Cl y Br (3200 ppm y 13 ppm, respectivamente). Sin embargo, ya que en este

trabajo no se han encontrado composiciones de líquidos representativos de este magma más evolucionado y a la aparición de minerales y bordes de minerales con composiciones similares a las de las lavas, hace pensar en un proceso de mezcla sin-eruptivo entre ambos magmas en el conducto volcánico durante su ascenso a la superficie, que evitó la preservación de este líquido en los productos pumíticos. Al no ser capaces de medir su composición, la aplicación del geotermobarómetro no ha dado resultados acordes a la petrología experimental para aquellos centros de fenocristales que cristalizaron en equilibrio con este magma más evolucionado.

La falta de una población amplia de fenocristales en la lava obsidiánica, especialmente de feldespato, imposibilita la determinación exacta de las condiciones pre-eruptivas. No obstante, su posición estratigráfica (entre la fase explosiva y la colada rica en cristales) hace pensar en unas condiciones intermedias entre ambas fases, pero con una mayor desgasificación tras la primera fase explosiva.

A la luz de estos datos se puede concluir que los parámetros pre-eruptivos que contribuyeron a los cambios de dinámica eruptiva (explosivo-efusivo) en la erupción del domo Pico Cabras son la temperatura y la cantidad de volátiles, de forma que los magmas más fríos y más ricos en volátiles son los que presentan una mayor explosividad. Otros factores que puedan contribuir a estos cambios de dinámica durante el ascenso y el proceso eruptivo (p.ej. velocidad de ascenso, procesos de desgasificación, cristalización de microlitos) no han sido considerados en este trabajo, por lo que no se descarta su participación en mayor o menor medida (Woods y Koyaguchi, 1994; Hammer *et al.*, 2000; Edmonds y Herds, 2007; Castro y Gardner, 2008; Martel *et al.*, 2013; Preece *et al.*, 2016).

## 5.2. Modelo de cámara magmática.

La secuencia eruptiva junto con los datos pre-eruptivos obtenidos en este trabajo permiten, en primer lugar, establecer un modelo sobre las condiciones y disposición a la que se encontraban los magmas justo antes de la erupción. Los zonados en los minerales junto con la presencia de minerales correspondientes a magmas menos evolucionados (kaersutita) ha permitido inferir el mecanismo responsable del inicio de la erupción: inyección de un magma máfico en la cámara antes de la erupción. Además, los parámetros P-T-H<sub>2</sub>O determinados para cada producto emitido durante esta erupción permiten discutir sobre qué factores (pre-eruptivos vs sin-eruptivos) controlan los cambios de dinámica eruptiva, en especial sobre las erupciones de domo para el sistema Teide-Pico

Viejo.

La erupción del domo Pico Cabras tiene su origen en una cámara magmática localizada a aproximadamente 1 kilómetro bajo el nivel del mar ( $1\text{ kbar} \pm 0.5$ ), químicamente y térmicamente zonada, con variación de base a techo en el contenido y tipo de especies volátiles disueltos en los diferentes magmas (Fig. 12). El cuerpo principal de la cámara sería el que dio lugar a la fase efusiva, con una temperatura de  $880^{\circ}\text{C} \pm 30^{\circ}\text{C}$  y 2,5-3 wt% de  $\text{H}_2\text{O}$  disuelto en el magma. Progresivamente se iría acumulando en la zona superior de la cámara magmática el magma residual procedente de la cristalización, ligeramente más evolucionado, con una temperatura menor ( $725^{\circ}\text{C}$ - $800^{\circ}\text{C}$ ) y una cantidad de agua mayor (entre 3,5 y 5 wt%) (Fig. 12). En esta zona superior también se acumularían preferentemente otros volátiles presentes en la fase fluida de las pumitas, como son el S, Cl y el Br, estos dos últimos gases de gran importancia para la evaluación del riesgo, como se comentará en el siguiente apartado.

Los zonados encontrados en los fenocristales (especialmente en los de feldespatos) registran los distintos procesos que se dieron en la cámara antes de la erupción. Las dos poblaciones de feldespatos dentro de la colada de lava muestran ligeras variaciones de temperatura (entre  $850$  y  $910^{\circ}\text{C}$ ) que pueden ser explicadas por el transporte por corrientes de convección de estos cristales en los distintos niveles de la cámara térmicamente zonada, en un proceso denominado como “thermal mixing” o “self-mixing” (Couch *et al.*, 2001; Triebold *et al.*, 2006).

Por otro lado, los bordes de los cristales ricos en anortita ( $\text{An}_{9-10}$ ), son indicadores de temperaturas algo más altas (hasta  $950^{\circ}\text{C}$ ) indicando aporte de calor importante justo antes de la erupción, posiblemente causado por la intrusión de un magma de composición intermedia (de composición fonotefrítica o tefrifonolítica, como sugiere la presencia de xenocristales de anfíbol de tipo kaersutita). Este magma, menos evolucionado y por lo tanto más caliente ( $1000$ - $1050^{\circ}\text{C}$  según Ablay *et al.*, 1998) se emplazarían justo debajo de la cámara magmática en un proceso denominado como *underplating*. Este aumento de la temperatura sería causante de la ligera subida en la cantidad de FeO (hasta 0,8%) y CaO (hasta  $\text{An}_{9-10}$ ) en los bordes de los feldespatos, de En-#Mg en los bordes de los clinopiroxenos y la cristalización de microlitos de feldespato de composición idéntica a los bordes de los fenocristales, algunos incluso más ricos en Fe (hasta 1,4%). Sin embargo, el hecho de que: 1) en las pumitas se hayan encontrado cristales de feldespato de composición evolucionada ( $\text{An} < 1,5$ ) sin bordes ricos en CaO, 2) el pequeño

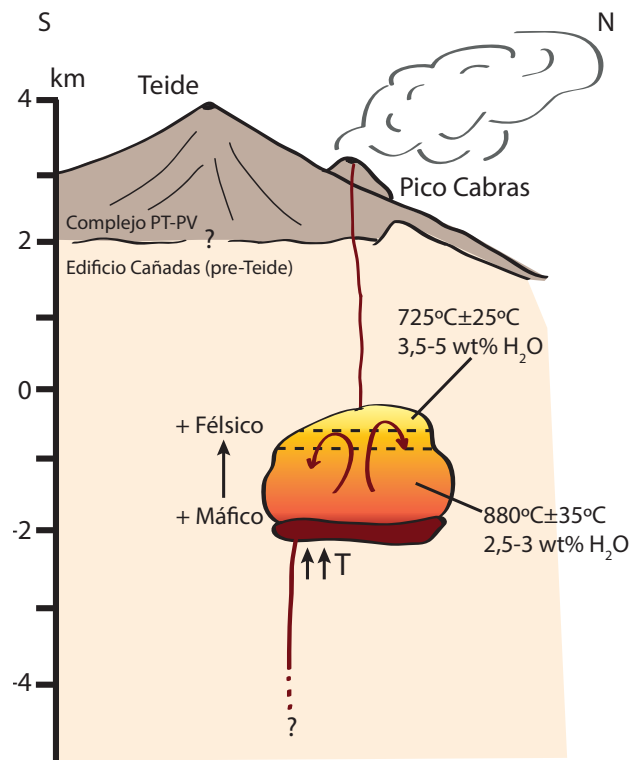


Fig. 12. Modelo esquemático de la cámara magmática zonada que dio lugar a la erupción del domo Pico Cabras, donde se han indicado las condiciones pre-eruptivas inferidas en este trabajo (ver texto). El esquema no representa la forma y dimensiones reales del domo y de la cámara magmática.

espesor ( $\approx 5\mu\text{m}$ ) de los bordes más máficos, y 3) ausencia de pumitas bandeadas o la emisión de composiciones magmáticas híbridas producto de una mezcla entre dos composiciones, apuntan a un breve lapsus de tiempo (de horas a semanas) de coexistencia entre el magma máfico y los magmas fonolíticos.

Cuando un magma caliente intruye a uno más frío produce que el magma máfico/intermedio se enfríe y desgasifique, aumentando la presión interna del sistema. Además, el magma frío se calienta por debajo, aumentando las corrientes de convección y la energía dentro del sistema (Folch y Martí, 1998). De esta forma, el aporte de un nuevo magma y la transferencia de calor podría haber sido la causa (*triggering*) de la erupción, al aumentar aún más la inestabilidad térmica dentro de la cámara. La zona superior de la cámara, muy rica en volátiles, se vería intruida por el cuerpo magmático principal, lo que explica las diferentes composiciones entre los fenocristales encontrados, desencadenando una primera fase explosiva. Posteriormente, la emisión de un magma algo más caliente y con menos agua disminuiría la velocidad de ascensión y produciría un cambio en la dinámica eruptiva de sub-pliniana a efusiva, dando lugar a la ignimbrita (por el colapso de la columna eruptiva) y a las posteriores coladas de lava: en primer lugar la lava obsidiánica (con



unas condiciones de P-T-H<sub>2</sub>O intermedias pero ya desgasificada) y después la colada rica en cristales.

### 5.3. Inyección de volátiles (Cl, Br) a la atmósfera.

Los volcanes son una fuente principal de gases y partículas en la atmósfera y, en el caso de magmas evolucionados ricos en volátiles, puede ser un factor de riesgo importante a tener en cuenta. Los gases volcánicos pueden causar daños a escala local (lluvias ácidas, problemas respiratorios, contaminación del agua), como regional y global (cambio climático, destrucción de la capa de ozono).

Aunque los gases volcánicos más estudiados y monitorizados son el CO<sub>2</sub> y el SO<sub>2</sub>, los halógenos pueden jugar un papel muy importante en la química atmosférica. En particular, el cloro y el bromo, dos gases encontrados en proporciones elevadas tanto en los vidrios analizados como dentro del cristal de sodalita, son causantes de la destrucción de la capa de ozono una vez que alcanzan la estratosfera (Bureau *et al.*, 2000; Cadoux *et al.*, 2015, 2018). De hecho, aunque el Br sea menos abundante que el Cl por un factor medio de 300, es dos órdenes de magnitud más eficiente que el Cl en su capacidad de destrucción del ozono estratosférico, por lo que incluso en pequeñas cantidades el impacto regional e incluso global puede ser dramático (Daniel *et al.*, 1999).

El descubrimiento de fases minerales ricas en volátiles halógenos ha llevado a la realización de una estimación preliminar de la cantidad de estos volátiles que pudo haberse liberado a la atmósfera durante la erupción de Pico Cabras. Para ello se ha tomado los valores medios de Cl y Br medida en el vidrio de las pumitas (0,32% y 13 ppm, respectivamente) y el coeficiente de distribución ( $D^{f/m} = X^{fluido}/X^{magma}$ ) entre el magma y la fase fluida de estos elementos para las composiciones estudiadas. Tomando como  $D^{f/m}$  para el Cl un valor de 3,5 (Signorelli y Carroll, 2000) y para el Br de 17,5 (Bureau *et al.*, 2000), se puede calcular que la fase fluida contendría un 1,12% de Cl y 227,5 ppm de Br.

Una vez conocida la cantidad de estos gases en la fase fluida, para calcular el total de volátiles expulsados a la atmósfera durante una erupción es necesario saber la magnitud de la erupción para poder estimar la cantidad de fase fluida liberada. La magnitud de la erupción de Pico Cabras no está bien definida, ya que los afloramientos de la fase explosiva son pocos debido a la fuerte erosión, de forma que el cálculo de 0,28 km<sup>3</sup> obtenido a partir de las coladas de lava posiblemente esté subestimando el volumen total de la erupción. La cantidad de fase fluida en magmas silíceos

sobresaturados ha sido estimada en torno al 5wt% del total (Cadoux *et al.*, 2015), de forma que en el caso de Pico Cabras esta tendría un volumen de 0,014 km<sup>3</sup>. Teniendo en cuenta la cantidad de Cl y Br en esta fase fluida y la densidad de ambos gases, se obtiene un total de 244,6 Tm de Cl y 9,94 Tm de Br.

Otro método planteado para calcular la cantidad de Br en el magma es usar la cantidad de este elemento medida en el cristal de sodalita (130 ppm) que, al presentarse en mayores concentraciones, presenta menores dificultades en la analítica. Para ello se ha tomado el valor de  $K_D(Br)^{sod-liq} (= X_{Br}^{Sod}/X_{Br}^{Liq})$  de Pan y Dong (2003), entre 0,75 y 1, calculándose una concentración máxima de Br en el magma de 3027,5 ppm, implicando que ha habido una desgasificación del vidrio. Usando a partir de aquí los mismos cálculos descritos en el párrafo anterior, la cantidad máxima de Br expulsada a la atmósfera calculada por este método sería de 132,3 Tm, un orden de magnitud mayor lo que se obtiene a partir del Br medido en el vidrio. Este resultado, no obstante, podría estar alejado de la realidad ya que el estudio de Pan y Dong (2003) sobre los coeficientes de intercambio no se ha realizado en experimentos con magmas silíceos naturales. Futuros experimentos sobre el comportamiento del Br en la cristalización de minerales del grupo de la sodalita son necesarios para una aplicación correcta del método que aquí se plantea. Esto, junto con el análisis de inclusiones fluidas, deja la puerta abierta para futuros estudios sobre esta problemática en el vulcanismo de Tenerife.

Incluso con los valores más conservadores, obtenidos mediante el primer método (244,6 Tm de Cl y 9,94 Tm de Br), la expulsión de tales cantidades de halógenos a la atmósfera tendría enormes consecuencias regionales sobre la capa de ozono, cuya recuperación se estima en unos 10 años tras la erupción (Cadoux *et al.*, 2015).

### 5.4. Escenarios eruptivos e implicaciones para la evaluación de la peligrosidad volcánica.

Para una correcta evaluación de la peligrosidad volcánica en la isla de Tenerife es necesario tener en cuenta no solo las erupciones basálticas, sino también las erupciones fonolíticas (tanto centrales como laterales de tipo domo) como las que se han registrado a lo largo del Holoceno en el complejo PT-PV, labor que había sido relegada debido a la mayor recurrencia de las primeras (Carracedo *et al.*, 2007). Para ello es de vital importancia conocer bien el sistema volcánico que, en casos con periodos de recurrencia muy elevados como es el caso de las erupciones fonolíticas en Tenerife, solo es posible a través del registro geológico.



En el caso del sistema PT-PV, la información sobre la historia eruptiva, los parámetros pre-eruptivos y su presente estado de actividad está todavía incompleta. Aun así, en los últimos años se han hecho numerosos esfuerzos para evaluar las probabilidades temporales de este tipo de erupciones, así como del alcance espacial de las mismas (Martí *et al.*, 2010, 2011). Estos modelos son de vital importancia para la implantación de medidas de mitigación del riesgo.

Estudios anteriores han demostrado que diferencias en los parámetros pre-eruptivos (P, T, cantidad de volátiles) son uno de los factores condicionantes no solo la dinámica eruptiva predominante en una erupción (Andújar *et al.*, 2012a), sino también de la localización del centro emisor (central o periférico), esto último muy dependiente de la profundidad a la que se encuentra la cámara magmática (P), así como su volumen y geometría (Martí y Geyer, 2009). Los datos aquí presentados confirman de nuevo que las erupciones laterales de tipo domo (las más explosivas) se relacionan con cámaras magmáticas poco profundas, en general entre 0,5 y 1 kbar (entre 1,5 y 3 km de profundidad).

Tomando como supuesto que la composición del magma y procesos magmáticos son equivalentes dentro del sistema fonolítico, a partir de esta información y la profundidad de los sismos obtenida en la monitorización volcánica, en un eventual episodio de unrest puede ser una primera aproximación para determinar si la futura erupción estará localizada en los centros PT-PV o en los flancos del volcán. A priori, esta condición se cumple al comparar esta erupción con otras erupciones de domo, como la de Roques Blancos o Montaña Blanca.

Conocer la posición del centro emisor es el primer paso para la realización de escenarios eruptivos que permitan conocer las zonas que serán afectadas por la erupción, especialmente para la evaluación de peligrosidad de las coladas de lava y PDCs, ambos fenómenos documentados en las erupciones de tipo domo (Ablay *et al.*, 1995; Ablay y Martí, 2000; García *et al.*, 2011). En la Fig. 13 se presentan los resultados de dos escenarios eruptivos de dos de las amenazas típicas de las erupciones de domo: coladas de lava y PDCs. Las simulaciones se han llevado a cabo usando como punto de emisión el domo Pico Cabras con los mismos parámetros utilizados por Martí *et al.*, (2011) por su similitud en el tipo de productos emitidos y para una mejor comparación. Estos han sido computados usando el software VORIS (Felpeto *et al.*, 2007).

El escenario de las coladas de lava fonolíticas fue modelizado usando el modelo de máxima

pendiente (Felpeto *et al.*, 2001). Se ha tomado una longitud máxima de colada ( $l_{max}$ ) de 30 km y una corrección de altura ( $hc$ ) de 10 m, valores considerados representativos de las coladas fonolíticas recientes en el complejo T-PV (Martí *et al.*, 2011). Las simulaciones se realizaron sobre el modelo digital del terreno (MDT) de 50 metros de celda. El resultado (Fig. 13A) muestra la probabilidad de que cada celda sea invadida por una colada de lava. Estas se canalizarían hacia la zona entre las localidades de Buen Paso y San Juan de la Rambla, preferentemente a favor de los valles.

En cuanto a las PDCs, las simulaciones se realizaron con el modelo de *energy cone* (Malin y Sheridan, 1982; Sheridan y Malin, 1983), también sobre MDT de 50 metros de celda. Como parámetros se han usado 200 metros la altura de colapso equivalente y un coeficiente de Heim de 0.21. El resultado (Fig. 13B) muestra que todo el valle de Icod sería afectado por las mismas, e incluso llegaría a afectar a la localidad de Los Realejos, en el valle de La Orotava.

Comparando estos escenarios con los realizados por Martí *et al.*, (2011) se observa como, al contrario que en las erupciones centrales, las erupciones de domo en el flanco norte se canalizarían solamente hacia el norte de la isla debido a la menor altura de estos centros emisores (aproximadamente a 2300 metros sobre el nivel del mar). Las coladas de lava son muy dependientes de la topografía, por lo que la zona afectada dependerá del punto exacto en el que se produzca la emisión. Por otro lado, las coladas piroclásticas densas, al ser mucho más extensivas, podrían ocupar todo el valle, independientemente de la zona del flanco norte del Teide en el que se formara un nuevo domo. Estas modelizaciones, que ofrecen datos probabilísticos sobre las zonas afectadas por una erupción, son los permiten realizar mapas de zonación de la peligrosidad.

Una vez conocidos el centro emisor y el tipo de fenómeno que puede darse, el último paso para una correcta gestión del riesgo en una crisis volcánica es prever los cambios de dinámica eruptiva que pueden darse a lo largo de una erupción. Los resultados de este trabajo muestran como para una determinada presión (aproximadamente equivalente dentro de una misma cámara magmática de pequeño tamaño), la temperatura del magma y la cantidad de volátiles son los parámetros que condicionan los cambios en la dinámica eruptiva de las erupciones de tipo domo. De esta forma, la monitorización de la cantidad y composición de los gases antes y durante la erupción puede ayudar a predecir estos cambios de dinámica. Combinar esta información con el alcance de los distintos fenómenos obtenida

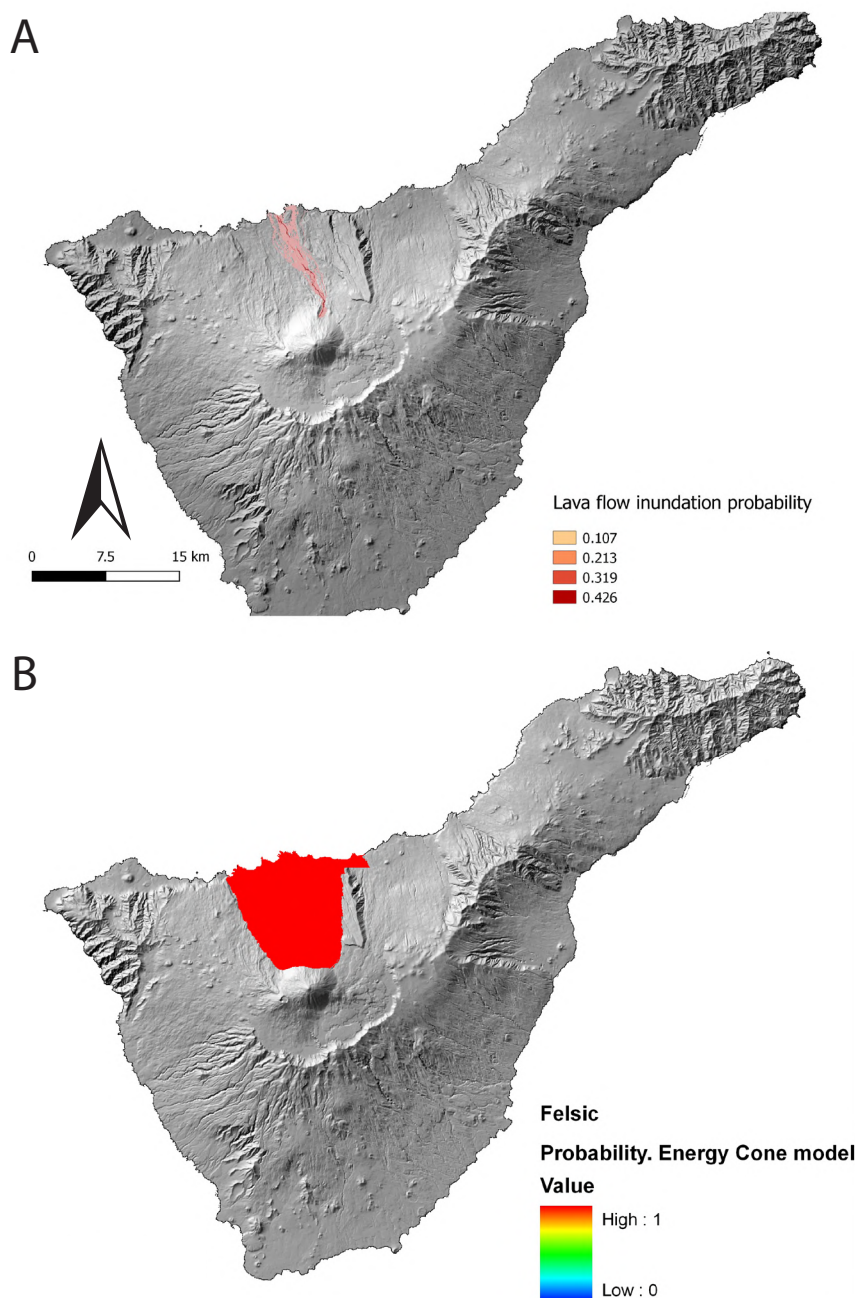


Fig. 13. Escenarios eruptivos para una erupción procedente del domo Pico Cabras sobre el MDT de la isla de Tenerife. A) Coladas de lava fonolíticas, B) Corrientes piroclásticas densas. Ver texto para detalles.

a partir de los escenarios eruptivos permitiría mejorar las medidas de mitigación del riesgo en la isla, y en especial sobre el valle de Icod, con más de 30.000 habitantes y que sería la zona más afectada en el caso de una erupción en el flanco norte del Teide, como queda demostrado en el registro geológico de la misma y en los escenarios eruptivos.

## 6. Conclusiones.

En este trabajo se han determinado las condiciones pre-eruptivas de la erupción periférica del domo Pico Cabras (sistema Teide-Pico Viejo, Tenerife) y su relación con los cambios de dinámica eruptiva. El magma fonolítico que dio lugar a esta erupción se encontraba acumulado en una cámara magmática a  $1 \text{ kbar} \pm 0,5 \text{ kbar}$  con una zonación térmica y composicional. El cuerpo principal,

situado en la parte inferior y media con una temperatura de  $880^\circ\text{C} \pm 30^\circ\text{C}$  y 2,5-3 wt% de  $\text{H}_2\text{O}$  disuelto en el magma estaría relacionado con la fase efusiva, mientras que la superior, de menor volumen, tendría una temperatura de  $725^\circ\text{C} \pm 25^\circ\text{C}$  y 3,5-5 wt% de  $\text{H}_2\text{O}$  y se relacionaría con la fase explosiva. Estos datos permiten relacionar los cambios de dinámica eruptiva dentro de una misma erupción con variaciones en la temperatura y volátiles dentro de la cámara magmática.

El uso de geobarómetros, geotermómetros y geohigrómetros para determinar los parámetros pre-eruptivos (P-T- $\text{H}_2\text{O}$ ) de una erupción se ha mostrado como una metodología útil como una primera aproximación a los mismos. No obstante, las dificultades a la hora de obtener la composición del líquido en equilibrio para las distintas variaciones composicionales dentro de

los minerales condiciona la precisión del mismo. Para completar esta metodología y obtener unos resultados más precisos que permitan identificar diferencias a nivel de cámara magmática es necesario recurrir a la comparación con las composiciones de los minerales reproducidos mediante petrología experimental.

Además, el estudio de la fase explosiva de la erupción ha arrojado nuevos datos sobre la fase fluida de los magmas fonolíticos de Tenerife. La aparición de un cristal de sodalita, un feldespatóide muy rico en cloro, es un claro indicador de la presencia de gases halógenos en el magma. Se ha hecho una estimación preliminar y aproximada de que esta erupción expulsó a la atmósfera 244,6 T de Cl y 9,94 T de Br, lo que de darse en un futuro podría tener consecuencias drásticas sobre la capa de ozono a una escala regional. Se deja la puerta abierta a futuros trabajos que estudien en detalle la presencia de estos y otros gases halógenos en el magma y su influencia sobre la química atmosférica.

Este estudio ha permitido ampliar el conocimiento que se tenía sobre las erupciones fonolíticas de tipo domo en Tenerife y la influencia de los parámetros pre-eruptivos sobre los cambios en la dinámica. Estos datos son de vital importancia a la hora de realizar los estudios de peligrosidad volcánica, pudiéndose incorporar esta información a futuros modelos de probabilidad espacial y temporal de cara a mitigar el riesgo de la población de la isla de Tenerife, especialmente en el valle de Icod.

## 7. Agradecimientos.

Agradezco a mis tutores, Joan Martí Molist y Adelina Geyer Traver, por su ayuda y consejos a lo largo de la realización de este trabajo y mi estancia como becario en el ICTJA-CSIC, así como todo lo aprendido sobre la geología de Tenerife.

Un especial agradecimiento al ISTO del CNRS de Orleans por acogerme durante tres meses y proporcionarme las muestras y el equipo necesario para la obtención de los datos de este trabajo. Gracias a Bruno Scaillet, María Jiménez y Juan Andújar por enseñarme las técnicas necesarias para la realización de este TFM, por sus consejos y ayuda en la realización y correcciones de esta memoria. En especial a Joan, por ejercer como mi tutor durante esta estancia en Francia y por ayudarme en las últimas semanas a ir entendiendo el mundo de la petrología experimental.

Mi colaboración con el ICTJA y la estancia en el CNRS de Orleans ha sido posible gracias al programa de becas de introducción a la investigación JAEIntro2018 (JAEINT\_18\_00808)

del CSIC.

## 8. Bibliografía.

- Ablay, G. J., & Martí, J. (2000). Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the Pico Teide-Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1–4), 175–208. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00224-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00224-9)
- Ablay, G. J., Ernst, G. G. J., Martí, J., & Sparks, R. S. J. (1995). The-2 ka subplinian eruption of Montaña Blanca, Tenerife (Vol. 57). *Bulletin of Volcanology*.
- Ablay, G. J., Carroll, M. R., Palmer, M. R., Martí, J., & Sparks, R. S. J. (1998). Basanite-Phonolite Lineages of the Teide-Pico Viejo Volcanic Complex, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 39(5), 905–936. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.5.905>
- Ancochea, E., Fuster, J. M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernan, F., Cantagrel, J.M., Jamond, C. (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(3–4), 231–249.
- Andújar, J. (2007). *Application of experimental petrology to the characterisation of phonolitic magmas from Tenerife, Canary Islands*. University of Barcelona, Spain.
- Andújar, J., & Scaillet, B. (2012a). Relationships between pre-eruptive conditions and eruptive styles of phonolite-trachyte magmas. *Lithos*, 152, 122–131. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.009>
- Andújar, J., & Scaillet, B. (2012b). Experimental constraints on parameters controlling the difference in the eruptive dynamics of phonolitic magmas: The case of Tenerife (Canary islands). *Journal of Petrology*, 53(9), 1777–1806. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs033>
- Andújar, J., Costa, F., Martí, J., Wolff, J. A., & Carroll, M. R. (2008). Experimental constraints on the pre-eruptive conditions of the phonolitic magma from the caldera-forming the Abrigo eruption, Tenerife (Canary Islands). *Chemical Geology*, 257(3–4), 173–191. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.08.012>
- Andújar, J., Costa, F., & Martí, J. (2010). Magma storage conditions of the last eruption of Teide volcano (Canary Islands, Spain). *Bulletin of Volcanology*, 72(4), 381–395.



- <https://doi.org/10.1007/s00445-009-0325-3>
- Andújar, J., Costa, F., & Scaillet, B. (2013). Storage conditions and eruptive dynamics of central versus flank eruptions in volcanic islands: the case of Tenerife (Canary Islands, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 260, 62–79. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.05.004>
- Bacon, C. R., & Hirschmann, M. M. (1988). Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73, 57–61.
- Bureau, H., Keppler, H., & Métrich, N. (2000). Volcanic degassing of bromine and iodine: Experimental fluid/melt partitioning data and applications to stratospheric chemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(1–2), 51–60. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00258-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00258-2)
- Cadoux, A., Scaillet, B., Bekki, S., Oppenheimer, C., & Druitt, T. H. (2015). Stratospheric Ozone destruction by the Bronze-Age Minoan eruption (Santorini Volcano, Greece). *Scientific Reports*, 5. <https://doi.org/10.1038/srep12243>
- Cadoux, A., Iacono-Marziano, G., Scaillet, B., Aiuppa, A., Mather, T. A., Pyle, D. M., Deloule, E., Gennaro, E., Paonita, A. (2018). The role of melt composition on aqueous fluid vs. silicate melt partitioning of bromine in magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 498, 450–463. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.038>
- Carracedo, J. C., & Rodríguez Badiola, E. (2006). Los domos y domos-colada del complejo volcanico del Teide. In J. C. Carracedo (Ed.), *Los volcanes del Parque Nacional del Teide : el Teide, Pico Viejo y las dorsales activas de Tenerife*. (pp. 213–238). Madrid: Organismo Autónomo Parques Nacionales, Ministerio de Medio Ambiente.
- Carracedo, J. C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Pérez Torrado, F. J., Paris, R., Fra-Paleo, U., Hansen, A. (2007). Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9–10), 1027–1051. <https://doi.org/10.1130/B26087.1>
- Carroll, M. R., & Blank, J. G. (1997). The solubility of H<sub>2</sub>O in phonolitic melts. *American Mineralogist*, 82(5–6), 549–556. <https://doi.org/10.2138/am-1997-5-615>
- Castro, J. M., & Gardner, J. E. (2008). Did magma ascent rate control the explosive-effusive transition at the Inyo volcanic chain, California? *Geology*, 36(4), 279–282. <https://doi.org/10.1130/G24453A.1>
- Couch, S., Sparks, R. S. J., & Carroll, M. R. (2001). Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, 411(6841), 1037–1039. <https://doi.org/10.1038/35082540>
- Daniel, J. S., Solomon, S., Portmann, R. W., & Garcia, R. R. (1999). Stratospheric ozone destruction: The importance of bromine relative to chlorine. In *Journal of Geophysical Research* (Vol. 104). <https://doi.org/10.1029/1999JD900381>
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1972). *Rock-forming Minerals, Volume 4. Framework silicates*. Harlow: Longman.
- Edmonds, M., & Herd, R. A. (2007). A volcanic degassing event at the explosive-effusive transition. *Geophysical Research Letters*, 34(21). <https://doi.org/10.1029/2007GL031379>
- Eichelberger, J. C., & Westrich, H. R. (1981). Magmatic volatiles in explosive rhyolitic eruptions. *Geophysical Research Letters*, 8(7), 757–760. <https://doi.org/10.1029/GL008i007p00757>
- Felpeto, A., Araña, V., Ortiz, R., Astiz, M., & García, A. (2001). Assessment and Modelling of Lava Flow Hazard on Lanzarote (Canary Islands). In *Natural Hazards* (Vol. 23).
- Felpeto, A., Martí, J., & Ortiz, R. (2007). Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 166(2), 106–116. <https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2007.07.008>
- Folch, A., & Martí, J. (1998). The generation of overpressure in felsic magma chambers by replenishment. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1–4), 301–314. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00196-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00196-4)
- García, O., Marti, J., Aguirre, G., Geyer, A., & Iribarren, I. (2011). Pyroclastic density currents from Teide-Pico Viejo (Tenerife, Canary Islands): Implications for hazard assessment. *Terra Nova*, 23(3), 220–224. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01002.x>
- García, O., Bonadonna, C., Martí, J., & Pioli, L. (2012). The 5,660 yBP Boquerón explosive eruption, Teide-Pico Viejo complex, Tenerife. *Bulletin of Volcanology*, 74(9), 2037–2050. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0646-5>
- García, O., Guzmán, S., & Martí, J. (2014).



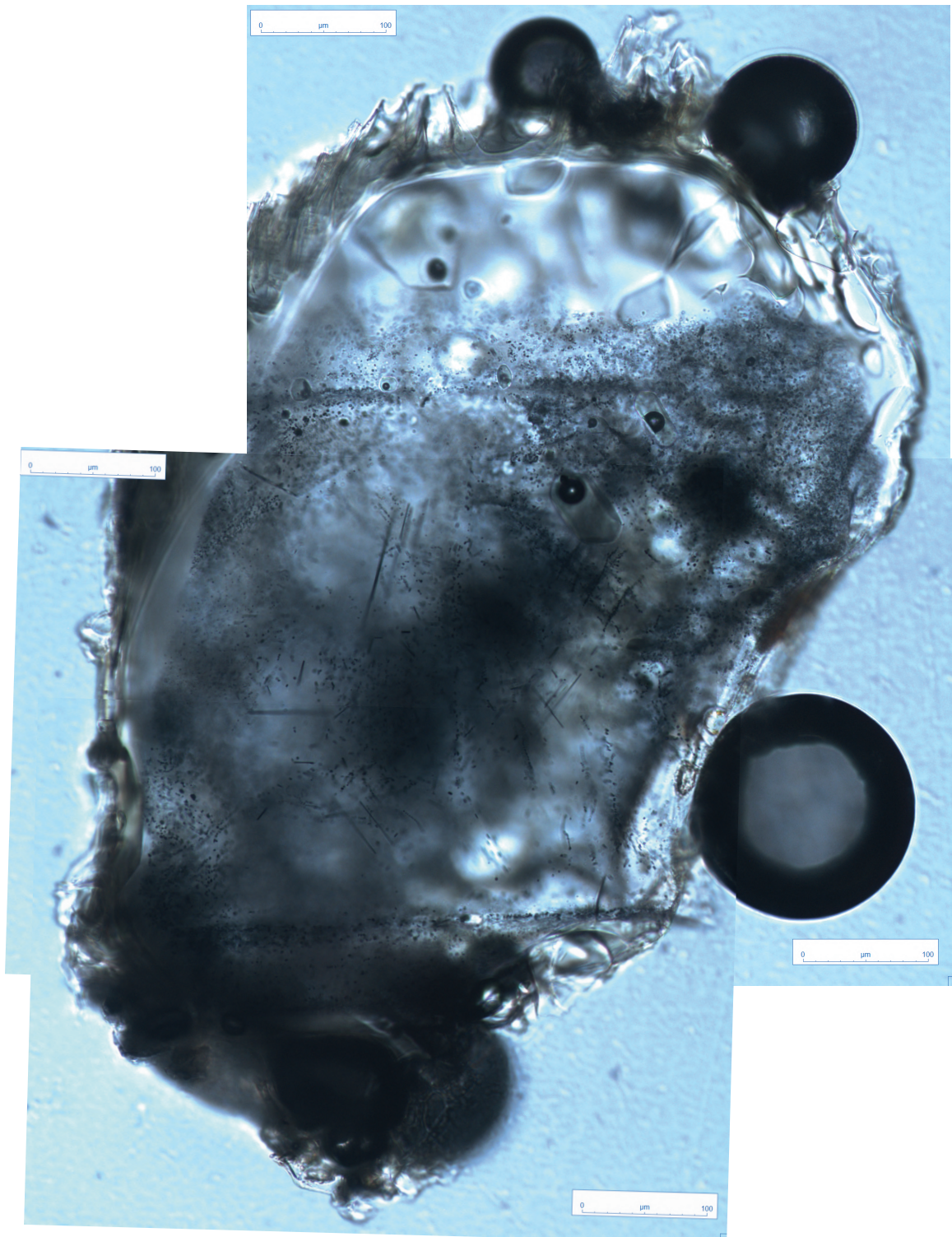
- Stratigraphic correlation of Holocene phonolitic explosive episodes of the Teide–Pico Viejo Volcanic Complex, Tenerife. *Journal of the Geological Society*, 171(3), 375–387. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-086>
- Ghiorso, M. S., & Evans, B. W. (2008). Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. *American Journal of Science*, 308(9), 957–1039. <https://doi.org/10.2475/09.2008.01>
- Hammer, J. E., Cashman, K. V., & Voight, B. (2000). Magmatic processes revealed by textural and compositional trends in Merapi dome lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100(1–4), 165–192. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00136-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00136-0)
- Kahl, M., Chakraborty, S., Costa, F., & Pompilio, M. (2011). Dynamic plumbing system beneath volcanoes revealed by kinetic modeling, and the connection to monitoring data: An example from Mt. Etna. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(1–2), 11–22. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2011.05.008>
- Koleszar, A. M., Kent, A. J. R., Wallace, P. J., & Scott, W. E. (2012). Controls on long-term low explosivity at andesitic arc volcanoes: Insights from Mount Hood, Oregon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 219–220, 1–14. <https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2012.01.003>
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745–750.
- Malin, M. C., & Sheridan, M. F. (1982). Computer-assisted mapping of pyroclastic surges. *Science*, 217, 637–640.
- Martel, C., Bourdier, J. L., Pichavant, M., & Traineau, H. (2000). Textures, water content and degassing of silicic andesites from recent plinian and dome-forming eruptions at Mount Pelee volcano (Martinique, Lesser Antilles arc). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96(3–4), 191–206. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00147-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00147-X)
- Martí, J., & Geyer, A. (2009). Central vs flank eruptions at Teide-Pico Viejo twin stratovolcanoes (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181(1–2), 47–60. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.12.010>
- Martí, J., & Gudmundsson, A. (2000). The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1–4), 161–173. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00221-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00221-3)
- Martí, J., Geyer, A., Andujar, J., Teixidó, F., & Costa, F. (2008). Assessing the potential for future explosive activity from Teide-Pico Viejo stratovolcanoes (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(3), 529–542. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.07.011>
- Martí, J., Mitjavila, J., & Araña, V. (1994). Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geological Magazine*, 131(6), 715–727. <https://doi.org/10.1017/S0016756800012838>
- Martí, J., Hurlimann, M., Ablay, G. J., & Gudmundsson, A. (1997). Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*, 25(10), 879–882. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0879:VALCOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0879:VALCOT>2.3.CO;2)
- Martí, J., Sobradelo, R., Felpeto, A., & García, O. (2011). Eruptive scenarios of phonolitic volcanism at Teide-Pico Viejo volcanic complex (Tenerife, Canary Islands). *Bulletin of Volcanology*, 74(3), 767–782. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0569-6>
- Masotta, M., Mollo, S., Freda, C., Gaeta, M., & Moore, G. (2013). Clinopyroxene-liquid thermometers and barometers specific to alkaline differentiated magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(6), 1545–1561. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0927-9>
- Mollo, S., Masotta, M., Forni, F., Bachmann, O., De Astis, G., Moore, G., & Scarlato, P. (2015). A K-feldspar-liquid hygrometer specific to alkaline differentiated magmas. *Chemical Geology*, 392, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.11.010>
- Morimoto, N. (1988). *Mineralogy firla Petrology Nomenclature of Pyroxenes Subcommittee on Pyroxenes, Commission on New Minerals and Mineral Names International Mineralogical Association* (Vol. 39).
- Murphy, M. D., Sparks, R. S. J., Barclay, J., Carroll, M. R., & Brewer, T. S. (2000). Remobilization of Andesite Magma by Intrusion of Mafic Magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *Journal of Petrology*, 41(1), 21–42. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.1.21>

- Pan, Y., & Dong, P. (2003). Bromine in scapolite-group minerals and sodalite: XRF microprobe analysis, exchange experiments, and application to Skarn deposits. *Canadian Mineralogist*, 41(2), 529–540. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.2.529>
- Platz, T., Cronin, S. J., Cashman, K. V., Stewart, R. B., & Smith, I. E. M. (2007). Transition from effusive to explosive phases in andesite eruptions - A case-study from the AD1655 eruption of Mt. Taranaki, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(1–2), 15–34. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.11.005>
- Preece, K., Gertisser, R., Barclay, J., Charbonnier, S. J., Komorowski, J. C., & Herd, R. A. (2016). Transitions between explosive and effusive phases during the cataclysmic 2010 eruption of Merapi volcano, Java, Indonesia. *Bulletin of Volcanology*, 78(8). <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1046-z>
- Putirka, K. (2016). Special collection: Rates and depths of magma ascent on earth: Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4), 841–858. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>
- Rodríguez Badiola, E., Pérez Torrado, F. J., Carracedo, J. C., & Guillou, H. (2006). Petrografía y geoquímica del edificio volcánico Teide-Pico Viejo y las dorsales noreste y noroeste de Tenerife. In J. C. Carracedo (Ed.), *Los volcanes del Parque Nacional del Teide*. (pp. 129–188). Madrid: Organismo Autónomo Parques Nacionales, Ministerio de Medio Ambiente.
- Scaillet, B., Pichavant, M., & Cioni, R. (2008). Upward migration of Vesuvius magma chamber over the past 20 thousand years. *Nature*, 455(7210), 216. <https://doi.org/10.1038/nature07232i>
- Schmidt, B. C., & Behrens, H. (2008). Water solubility in phonolite melts: Influence of melt composition and temperature. *Chemical Geology*, 256(3–4), 259–268. <https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEO.2008.06.043>
- Sheridan, M. F., & Malin, M. C. (1983). Application of computer-assisted mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Vulcano, Lipari, and Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1–4), 187–202. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90067-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90067-7)
- Signorelli, S., & Carroll, M. R. (2000). Solubility and fluid-melt partitioning of Cl in hydrous phonolitic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(16), 2851–2862. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00386-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00386-0)
- Sisson, T. W., & Grove, T. L. (1993). Experimental investigations of the role of H<sub>2</sub>O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(2), 143–166. <https://doi.org/10.1007/BF00283225>
- Sobradelo, R., & Martí, J. (2010). Bayesian event tree for long-term volcanic hazard assessment: Application to teide-pico viejo stratovolcanoes, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(5). <https://doi.org/10.1029/2009JB006566>
- Triebold, S., Kronz, A., & Wörner, G. (2006). Anorthite-calibrated backscattered electron profiles, trace elements, and growth textures in feldspars from the Teide-Pico Viejo volcanic complex (Tenerife). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(1–2), 117–130. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.09.023>
- Williamson, B. J., Di Muro, A., Horwell, C. J., Spieler, O., & Llewellyn, E. W. (2010). Injection of vesicular magma into an andesitic dome at the effusive-explosive transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(1–2), 83–90. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.03.027>
- Wolff, J. A. (1985). Zonation, mixing and eruption of silica-undersaturated alkaline magma: A case study from Tenerife, Canary Islands. *Geological Magazine*, 122(6), 623–640. <https://doi.org/10.1017/S0016756800032039>
- Woods, A. W., & Koyaguchi, T. (1994). Transitions between explosive and effusive eruptions of silicic magmas. *Nature*, 370(6491), 641–644. <https://doi.org/10.1038/370641a0>



## ANEXO I. FOTOGRAFÍA A MICROSCOPIO DE TRANSMISIÓN DEL CRISTAL DE SODALITA

Descripción: Fotografía a microscopio óptico de transmisión del cristal de sodalita encontrado en la fase explosiva de Pico Cabras. La transparencia de este mineral permite observar en su interior bandas de inclusiones de sulfuros de Fe-Ti (bandas de puntos negros), inclusiones fluidas (burbujas transparentes) e inclusiones de vidrio (colores marrones claro).



# ANEXO II. TABLAS DE COMPOSICIÓN MINERAL

Tabla 1. Composición química de elementos mayores de los feldespatos representativos de las muestras de Pico Cabras.

Muestra	Lava crist. Centro	Lava crist. Centro	Lava crist. Borde	Lava crist. Borde	Lava crist. Microlito	Lava crist. Microlito	Pumitas Centro	Pumitas Borde	Pumitas Microlito	Pumitas PC-05-7	Lava obs. Microlito	Lava obs. Microlito
Zona Análisis	PC1-01-34	PC1-02-115	PC1-01-51	PC2-10-124	PC1-01-72	PC2-04-21	PB-03-109	PB-02-86	PB-02-92	PA-15-19	O3-10-31	O6-36
SiO <sub>2</sub>	64.18	65.35	63.84	67.16	63.20	65.32	66.37	67.01	66.45	65.64	64.42	66.33
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.09	0.49	0.26	0.37	0.16	0.13	0.00	0.07	0.51	0.54	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.59	19.52	20.85	18.77	20.19	19.18	19.65	18.82	18.76	19.94	20.55	19.08
MgO	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.05	0.04	0.01
CaO	1.49	0.90	2.13	0.46	2.39	0.69	0.99	0.18	0.20	0.84	2.76	0.75
FeO	0.39	0.22	0.53	0.26	0.80	0.43	0.34	0.32	0.13	0.65	1.35	0.36
Na <sub>2</sub> O	8.10	7.96	7.79	7.42	7.91	7.28	7.78	6.63	6.90	6.11	8.50	7.74
K <sub>2</sub> O	4.24	5.01	3.78	5.99	3.26	6.41	4.84	6.60	6.41	5.97	2.14	5.92
Sum	99.04	99.09	99.42	100.36	98.21	99.64	100.24	99.66	98.96	99.72	100.38	100.50
An	7.05	4.24	10.29	2.18	11.62	3.20	4.77	0.89	0.99	4.43	13.34	3.44
Ab	69.14	67.71	68.02	63.91	69.52	61.30	67.58	59.87	61.46	58.14	74.36	64.22
Or	23.81	28.05	21.69	33.91	18.87	35.50	27.64	39.24	37.55	37.43	12.30	32.34
H <sub>2</sub> O	3.06	3.95	2.51	4.67	1.99	4.27	4.28	5.47	6.24	4.58	1.37	4.79

Lava crist. = lava rica en cristales. Lava obs. =lava obsidiánica. Se han añadido los valores de H<sub>2</sub>O obtenidos en el geohygrómetro de Mollor et al., (2015)



Tabla 2. Composición química de elementos mayores de los clinopiroxenos representativos de las muestras de Pico Cabras.

Muestra	Lava crist.	Lava crist.	Lava crist.	Lava crist.	Lava crist.	Pumitas	Pumitas	Pumitas	Pumitas	Lava obs.
Zona	Borde	Borde	Centro	Centro	Centro	Borde	Centro	Borde	Centro	Centro
Análisis	PC1-06-76	PC1-10-123	PC1-10-126	PC1-10-139	PC1-06-63	PC-13-28	PC-13-32	PC-13-36	PC-13-36	O3-08-29
SiO <sub>2</sub>	51.39	51.46	49.93	52.87	53.12	51.97	51.67	51.42	51.42	49.44
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.83	1.54	0.72	0.94	0.77	0.73	0.51	0.51	1.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.64	1.64	2.24	1.21	1.48	1.08	1.46	1.11	1.11	2.63
MgO	12.98	13.28	12.75	13.64	13.28	9.95	8.62	11.00	11.00	10.99
CaO	22.06	22.24	21.19	22.14	21.95	20.03	18.07	20.81	20.81	21.59
MnO	0.62	0.71	0.85	0.58	0.69	1.07	1.07	1.01	1.01	0.72
FeO	7.89	8.56	9.14	7.98	8.09	12.10	14.69	11.52	11.52	9.82
Na <sub>2</sub> O	1.15	1.06	1.23	0.97	1.08	2.41	3.22	1.67	1.67	1.08
K <sub>2</sub> O	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03
Sum	98.54	99.83	98.91	100.10	100.62	99.39	99.53	99.05	99.05	97.75
En	39.02	38.97	38.51	40.07	39.53	31.96	28.88	33.93	33.93	34.33
Fs	13.31	14.10	15.48	13.15	13.50	21.80	27.61	19.93	19.93	17.21
Wo	47.67	46.93	46.01	46.77	46.97	46.24	43.51	46.14	46.14	48.46
#Mg	74.56	73.44	71.32	75.29	74.54	59.44	51.12	62.99	62.99	66.61

Lava crist. = lava rica en cristales. Lava obs. = lava obsidiánica.

Tabla 3. Composición química de elementos mayores de las biotitas, magnetitas, ilmenitas y sodalita representativos de las muestras de Pico Cabras.

Mineral	Biotita						Magnetita			Ilmenita		Sodalita	
	Lava crist. Centro	Lava crist. Centro	Pumitas Centro	Pumitas Centro	Pumitas Borde	Lava obs. Centro	Lava crist. Centro con exoluciones	Pumitas Centro	Lava crist. Centro	Pumitas Centro	Pumitas Centro	Pumitas Borde	
Muestra	PC1-11-185	PC2-01-53	PA-02-07	PA-28-33	PA-49-46	O3-03-24	PC1-02-91	PC-13-25	O3-07-28	PC1-06-53	PC-04-12	PC-PS-98	PC-PS-130
Zona													
Análisis													
SiO <sub>2</sub>	37.33	37.04	36.79	36.96	38.92	36.85	0.00	0.08	0.05	0.04	0.00	37.29	37.34
TiO <sub>2</sub>	7.52	7.55	7.62	7.46	7.92	6.78	9.75	14.14	16.40	48.81	50.77	s.d	s.d
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.05	12.25	12.90	12.76	13.58	12.71	1.53	0.70	0.63	0.11	0.06	29.76	29.97
MgO	14.31	14.14	13.83	13.97	11.29	13.66	1.68	0.94	1.39	3.67	2.80	s.d	s.d
MnO	0.34	0.43	0.23	0.39	0.63	0.45	2.30	2.79	2.10	3.06	3.39	s.d	s.d
FeO	13.40	12.64	14.72	14.23	15.64	15.08	83.69	77.43	70.97	44.10	43.57	0.81	0.15
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.05	0.00	0.02	0.11	0.03	0.03	0.26	0.29
Na <sub>2</sub> O	0.93	1.03	1.11	1.09	0.81	1.00	0.03	0.05	0.00	0.04	0.04	22.76	23.11
K <sub>2</sub> O	8.66	8.61	8.37	8.49	8.23	8.99	0.06	0.03	0.01	0.00	0.00	1.91	1.84
Cl	s.d	s.d	0.04	0.05	0.07	s.d	s.d	0.00	s.d	s.d	s.d	6.67	6.86
SO <sub>3</sub>	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	s.d	0.59	0.33
Sum	95.58	93.67	95.60	95.49	97.32	95.58	98.98	96.10	91.86	99.83	100.60	100.04	99.89
#Mg	65.56	66.61	62.61	63.65	56.27	61.77	-	-	-	-	-	-	-
wt.% Mt	-	-	-	-	-	-	72.78	59.24	50.76	18.28	12.21	-	-

Lava crist. = lava con cristales. Lava obs. = lava obsidiánica. S.d. = sin dato. Los análisis de la magnetita se encuentran afectados exsoluciones de ilmenita, imposibilitando el análisis sin contaminación.

Tabla 4. Composición de los vidrios analizados normalizados al 100%, tanto los procedentes de la fusión de la lava rica en cristales y las pumitas (ver texto), como los líquidos residuales de las muestras de Pico Cabras.

Muestra	R.T. Lava	R.T. Pumitas	L.R. Lava	L.R. Lava	L.R. Lava	L.R. Pumitas	L.R. Pumitas	L.R. Obsid.	L.R. Obsid.	Inclusión
Análisis	PC1-SM-22	P-SM-12	PC1-10-283	PC1-10-302	PC1-01-69	PA-04-27	PB-07-20	O2-06-03	O5-02-08	PC1-06-01
SiO <sub>2</sub>	60.78	61.22	57.81	56.01	55.50	59.72	59.93	59.77	60.29	56.82
TiO <sub>2</sub>	0.91	0.64	0.92	1.11	1.07	0.69	0.64	0.52	0.80	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.02	19.34	19.11	18.46	18.37	18.98	18.78	18.77	18.67	18.26
MgO	0.46	0.45	0.59	0.79	0.97	0.38	0.35	0.33	0.41	2.18
CaO	0.97	0.80	0.39	0.35	0.29	0.55	0.70	0.67	0.68	0.24
MnO	0.14	0.12	0.39	0.32	0.65	0.32	0.17	0.27	0.15	0.26
FeO	3.71	3.27	4.74	4.97	5.20	3.61	3.53	3.98	3.48	8.42
Na <sub>2</sub> O	8.58	8.61	10.93	11.71	11.59	9.66	9.60	9.69	9.62	5.67
K <sub>2</sub> O	5.39	5.11	5.00	6.21	6.27	5.62	5.89	5.81	5.72	7.06
Cl	s.d	0.13	s.d	s.d	s.d	0.39	0.24	s.d	s.d	s.d
Sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Sum original	99.23	99.08	99.88	98.77	97.80	99.02	98.97	99.31	98.72	99.61
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	13.97	13.72	15.93	17.92	17.86	15.28	15.49	15.50	15.34	12.72

R.T. Lava = Roca total de la lava rica en cristales. R.T. Pumitas = Roca total de las pumitas. L.R. Lava = Líquido residual de la lava rica en cristales. L.R. Pumitas = Líquido residual de las pumitas. L.R. Obsid. = Líquido residual de la colada obsidiánica. s.d = sin dato.